

ZAC Via Domitia
115 avenue de la Capelado
F34 160 CASTRIES
Tél : + 33 (0)4 67 59 18 11
Fax : + 33 (0)4 67 59 18 24
Email : geoter@fugro.com
Site Web : <http://www.fugro.com>



ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU CAUSSE NOIR

LOT 2

Géomorphologie

Nature du Document :	Référence Document :
Rapport final	Rapport GTR/PNR/0719-1833 PRO-R-2018-08



Roques Altès



Révisions

Ind.	Date	Modifications
0	30/06/2019	Emission du rapport final



Client : Parc Naturel Régional des Grands Causses	Nature du document : RAPPORT FINAL	Identification : GTR/PNR/0719-1833	
Destinataire : M. Laurent DANNEVILLE	Archivage GEOTER (texte et figures) : Serveur\affaire\2016\6616	Date d'origine : 30/06/2019	Nombre de pages : 189 p. plus annexes

TITRE RAPPORT :

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU CAUSSE NOIR

LOT 2

Géomorphologie

Réalisation :	Contrat : n° PNRGC n° 2016 – A288-1 Lettre de commande CENEAU LCGTR/CEN/1218 - 01 Du : 2/12/2016			
ZAC Via Domitia 115 avenue de la Capelado F34 160 CASTRIES	Tel. : 04 67 59 18 11 Fax : 04 67 59 18 24 Email : geoter@fugro.com Web site : www.fugro.com	Approbation CLIENT : Nom Client : M. Laurent Danneville Adresse : PNRGC, 71 boulevard de l'Ayrolle BP 50126 - 12101 MILLAU cedex Tel. : 05 65 61 43 59 / 05 65 61 35 50 (standard) Email : laurent.danneville@parc-grands-causses.fr		
Ce document est propriété du client et ne peut être reproduit ou communiqué sans son autorisation				
Date	Rédacteurs	Vérificateur	Approbateur	
30/06/2019	Hubert Camus	C. Duvail	Ph Combes	
Visas				

SYNTHESE

Dans le cadre du programme de protection et de gestion patrimoniale de la ressource en eau des Grands Causses, le Parc Naturel Régional des Grands Causses (PNRGC) mène une analyse hydrogéologique du Causse Noir. Cette analyse est divisée en 6 études (lot 1 à lot 6), le présent rapport correspond à la restitution de l'étude menée dans le cadre du Lot 2 "Géomorphologie".

L'étude géomorphologique a débuté en mars 2017 pour se terminer en janvier 2019. Elle s'est déroulée en trois phases :

- **Phase 1** : Fort de nos précédents travaux sur la géologie et la géomorphologie des Grands Causses, nous disposions déjà d'une grande quantité de publications. Une première synthèse de ces travaux a été réalisée et sert de préambule à ce rapport. Nous avons complété la documentation dont nous disposions avec les publications récentes et par de nombreuses données inédites fournies par le milieu spéléo, notamment grâce à Daniel André. Ainsi, les acquis de l'évolution morphologique des Grands Causses ont été posés et ils servent de cadre aux nouvelles observations ainsi qu'aux interprétations qui en découlent.
- **Phase 2** : A partir des documents fournis par le PNRGC, nous avons produits des cartes qui nous ont servi de base de travail à la fois sur le terrain et lors de l'interprétation des données. Ainsi, le modèle numérique de terrain a permis de réaliser des cartes hypsométriques mais aussi des cartes des pentes, très utiles pour identifier certaines formes du paysage. En croisant ces informations avec celles de la carte IGN ou de la carte géologique, nous avons pu notamment distinguer les formes qui relèvent de la structure géologique de celles qui sont strictement imputable à la morphogenèse.

Une grosse partie de notre travail a consisté en une prospection de l'ensemble du secteur concerné par l'étude. Ce travail minutieux, et souvent à pied, nous a permis de réaliser une cartographie fine des formes du paysage. En même temps, nous avons identifié et caractérisé les formations superficielles associées ou non à ces morphologies. Alors que certaines n'ont plus aucun rôle sur les écoulements de surface et sont même souvent des reliques, d'autres, par leur nature, leur épaisseur et leur extension, participent aujourd'hui encore au fonctionnement hydrogéologique de la surface des plateaux.

- **Phase 3** : Elle correspond à la restitution de ces travaux afin de servir de données d'entrée à l'ensemble de l'étude et des applications ultérieures. Nous avons donc produit trois cartes basées sur l'analyse géomorphologique à 1/100 000. Sur ces cartes de type « morphokarstique », sont figurés les principaux éléments structurants du paysage, en particulier ceux permettant de mieux comprendre son histoire ou les modalités d'infiltration des eaux de surface :
 - Une carte des formes karstiques à la surface du causse et de certains éléments dans les versants des canyons dans la mesure où ils caractérisent le contexte karstique des sources.
 - Une carte des formations superficielles qui illustre le fonctionnement actuel ou passé de ces formes karstiques.
 - Une carte interprétative des différents modes d'infiltration, en fonction de la géologie, de la géomorphologie et des formations superficielles et de l'analyse de la structuration karstique, notamment en intégrant les réseaux karstiques. Nous avons donc individualisé des secteurs ayant des modalités d'infiltration comparables.

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION.....	9
1.1 Cadre de l'étude.....	9
1.2 Zone d'étude.....	12
1.3 Objectifs de l'étude géomorphologique	13
1.4 Déroulement de l'étude	15
1.4.1 Phase 1 : Analyse bibliographique	15
1.4.2 Phase 2 : Missions de terrain : cartographie de terrain.....	15
1.4.3 Phase 3 : Synthèse sur la géomorphologie	16
1.5 Organisation du document.....	16
1.6 Livrables attendus (CCTP)	17
1.7 Livrables fournis.....	17
2. DONNEES D'ENTREE.....	18
2.1 Les cartes	18
2.2 Les publications.....	19
3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE.....	20
3.1 Description géomorphologique du secteur étudié.....	20
3.1.1 Le Causse Noir.....	20
3.1.2 Le Causse Bégon et le Causse de Canayère.....	22
3.1.3 Le contexte amont de la Jonte, du Trévezel et de la Dourbie et les lambeaux liasiques de Camprieu ..	23
3.1.4 Les canyons : Tarn et Dourbie - Jonte et Trévezel	25
3.2 Les Acquis de l'évolution morphologique des Grands Causses.....	27
3.2.1 Les dépôts crétacés.....	27
3.2.2 La diversité des témoins de l'évolution attribués au Paléocène.....	31
3.2.3 Le processus de fantômorphisation : la longue préparation du substrat à la karstification	33
3.2.4 Altérations profondes : mise en place et organisation des couloirs de fantômorphisation et des couloirs de brèches ..	37
3.2.5 L'héritage tropical des surfaces des causses et le rôle de la crypto-altération.....	38
3.2.6 Age du creusement des canyons et creusement diachrone des vallées périphériques	41
3.2.7 Vallées périphériques, combes et reculées karstiques	48

4. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES : DESCRIPTION ET REPARTITION.....	51
4.1 Les formations issues des dépôts crétacés	52
4.1.1 Les formations bauxitiques	52
4.1.2 Les grès ferrugineux attribués au Crétacé supérieur	53
4.1.3 Les encroûtements de calcite et les brèches de crypto-altération	57
4.1.4 Latérites et sidérolitique :	57
4.2 Affleurements de brèches d'altération et paléokarsts à remplissages de laminites.....	59
4.2.1 Couloirs de brèches et brèches de crypto-altération.....	59
4.2.2 Paléokarsts à laminites intra-karstiques et intra-bréchiques	61
4.3 Les argiles à chailles	62
4.3.1 Les argiles à chailles autochtones et parautochtones	63
4.3.1 Les argiles à chailles allochtones ou en transit	64
4.3.2 Les chailles éparses ou piégées par soutirage	65
4.3.3 Interprétation de la répartition des argiles à chailles et mélange avec d'autres apports ou altérites ...	66
4.4 Le grésou dolomitique.....	66
4.4.1 Caractères généraux de l'altération du grésou	66
4.4.2 Répartition du grésou sur le Causse Noir.....	67
4.4.1 Le grésou indicateur d'altération et de karstification.....	68
4.5 Les apports allochtones.....	69
4.5.1 Caractérisation du cortèges fluviatiles cévenol	69
4.5.2 Répartition et mise en place des formations fluviatiles.....	70
4.6 Les formations volcaniques et édifices volcaniques.....	74
4.6.1 Le maar de Puech-Margue :	74
4.6.2 Les informations paléogéographiques fournies par le volcanisme phréatomagmatique	77
4.6.3 Incidence sur les circulations dans le réservoir.....	77
4.7 Les formations périglaciaires et les glissements de terrain	78
4.7.1 Les accumulation liées l'activité du gel et les dépôts de versant	78
4.7.2 Les formations périglaciaires de vallons et de dépressions, implications hydrologiques.....	79
4.7.1 Brèches d'écoulement et corps de glissement.....	81
5. LES FORMES KARSTIQUES DE SURFACE	83
5.1 Les surfaces et les replats	84
5.1.1 La Surface Fondamentale des Causses et sa dégradation	84
5.1.2 Les surfaces d'aplanissement et les replats.....	86
5.1.3 Les niveaux de surfaces d'aplanissement	88
5.1.4 La dynamique de mise en place et l'évolution de ces surfaces d'aplanissement	91
5.2 Paléo-poljés, poljés et bordures de corrosion	92
5.2.1 Les poljés de contact à évolution fluvio-karstique.....	94

5.2.1	Les paléo-poljés endoréiques du centre du plateau :	97
5.2.2	Les paléo-poljés du secteur ouest et du faisceau de Peyreleau :	99
5.2.3	Le paléo-poljés du Causse Bégon :	101
5.3	Les vallons fluviokarstiques	103
5.3.1	Vallons fluviokarstiques installés sur la surface à 950 m :	105
5.3.2	Vallons des paléo-percées hydrographiques allochtones :	107
5.3.3	Vallons karstiques et ravins incisés dans les surfaces basses du causse :	108
5.3.4	Ravins de raccordement entre la surface du plateau et les canyons.....	110
5.4	Les dolines et les méga-dolines.....	110
5.4.1	Les dolines : fonctionnement et répartition	111
5.4.2	Les mégadolines.....	116
5.5	Implications morphologiques des couloirs de brèches et des couloirs de fantômisation	119
5.5.1	Empreinte morphologique des couloirs d'altération profonde dans les bassins versant dolomitiques	119
5.5.2	Empreinte morphologique des couloirs d'altération profonde dans les bassins versant calcaires	122
5.5.3	Mise en place des dynamiques de recul et niveau de base	123
5.6	Les formes et formations torrentielles liées des intempéries de 1980.....	125
6.	SYNTHESE DES OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES.....	131
6.1	Grands secteurs structuraux du Causse Noir	131
6.2	Synthèse de l'histoire géomorphologique et hydrogéologique	132
6.3	Récapitulation des observations morphokarstiques sur le Causse Noir.....	134
6.3.1	Synthèse morphokarstique du Causse Noir.....	134
6.3.2	Grands traits de la mise en place des formes karstiques et des formations superficielles	141
7.	INTEGRATION DES DONNEES ET IMPLICATIONS SUR LES CIRCULATIONS SOUTERRAINES....	146
7.1	Le contrôle des infiltrations	146
7.1.1	Typologie des pertes et des processus d'absorption	146
7.1.2	Retrait de front de couverture et front de karstification.....	148
7.1.3	Paléo-pertes réactivées et zones inondables.....	148
7.2	Le rôle ambigu des formations superficielles.....	149
7.3	Les apports des états de surface et des traçages pour la connaissance des bassins d'alimentation et de la recharge	151
7.4	Organisation des systèmes de drainage et des réseaux souterrains.....	158
7.4.1	Les grands types de réseaux karstiques	158

7.4.2	Identification de deux phases majeures de stabilité du niveau de base à 750 m et à 500 m d'altitude	166
8.	IMPLICATIONS SUR LES MODALITES D'INFILTRATION	170
9.	CONCLUSION	175
10.	BIBLIOGRAPHIE	177
	ANNEXES A1 ET A3 ET LISTE DES FIGURES	186

Etude hydrogéologique du Causse Noir

Géomorphologie

1. INTRODUCTION

1.1 CADRE DE L'ETUDE

Dans le cadre du programme de protection et de gestion patrimoniale de la ressource en eau des Grands Causses, le Parc Naturel Régional des Grands Causses (PNRGC) souhaite mener une analyse hydrogéologique sur le Causse Noir et le Causse Bégon.

Cette démarche s'inscrit en continuité avec les analyses hydrogéologiques antérieures menées sur des domaines proches (Figure 1) :

- L'étude de connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac Septentrional réalisée en 1996 par le BRGM (J. Ricard et M. Bakalowicz),
- L'étude hydrogéologique du Causse Rouge menée par le bureau d'étude ANTEA en 1999,
- Les études hydrogéologiques des parties est et ouest du Causse de Sauveterre pilotée par le PNRGC en partenariat avec plusieurs universités et le BRGM.
- Et enfin, l'étude hydrogéologique des Avant-Causses du Saint-Africain et du Causse du Guilhaumard pilotée par le PNRGC en partenariat avec plusieurs universités et le BRGM avec la participation de GEOTER.

Remarquons, qu'une étude similaire était en cours pendant l'étude du Causse Noir (Figure 1). Cette étude a été réalisée par le BRGM sur le Causse Méjean à la demande du Parc national des Cévennes (Husson et al., 2018).

Les objectifs des analyses hydrogéologiques sont multiples. Il s'agit :

- de définir les bassins d'alimentation des principales sources ;
- d'estimer la quantité et la qualité de la ressource en eau ;
- de connaître la structure et le fonctionnement des aquifères
- d'évaluer la ressource en eau (approche des volumes exploitables) ;
- d'évaluer la vulnérabilité de cette ressource et l'impact des activités humaines sur la qualité de l'eau et son évolution ;
- d'élaborer un document d'aide à la décision pour la protection de la ressource en eau (carte de vulnérabilité et de dangers).

Les objectifs de l'étude géomorphologique (LOT 2) sont :

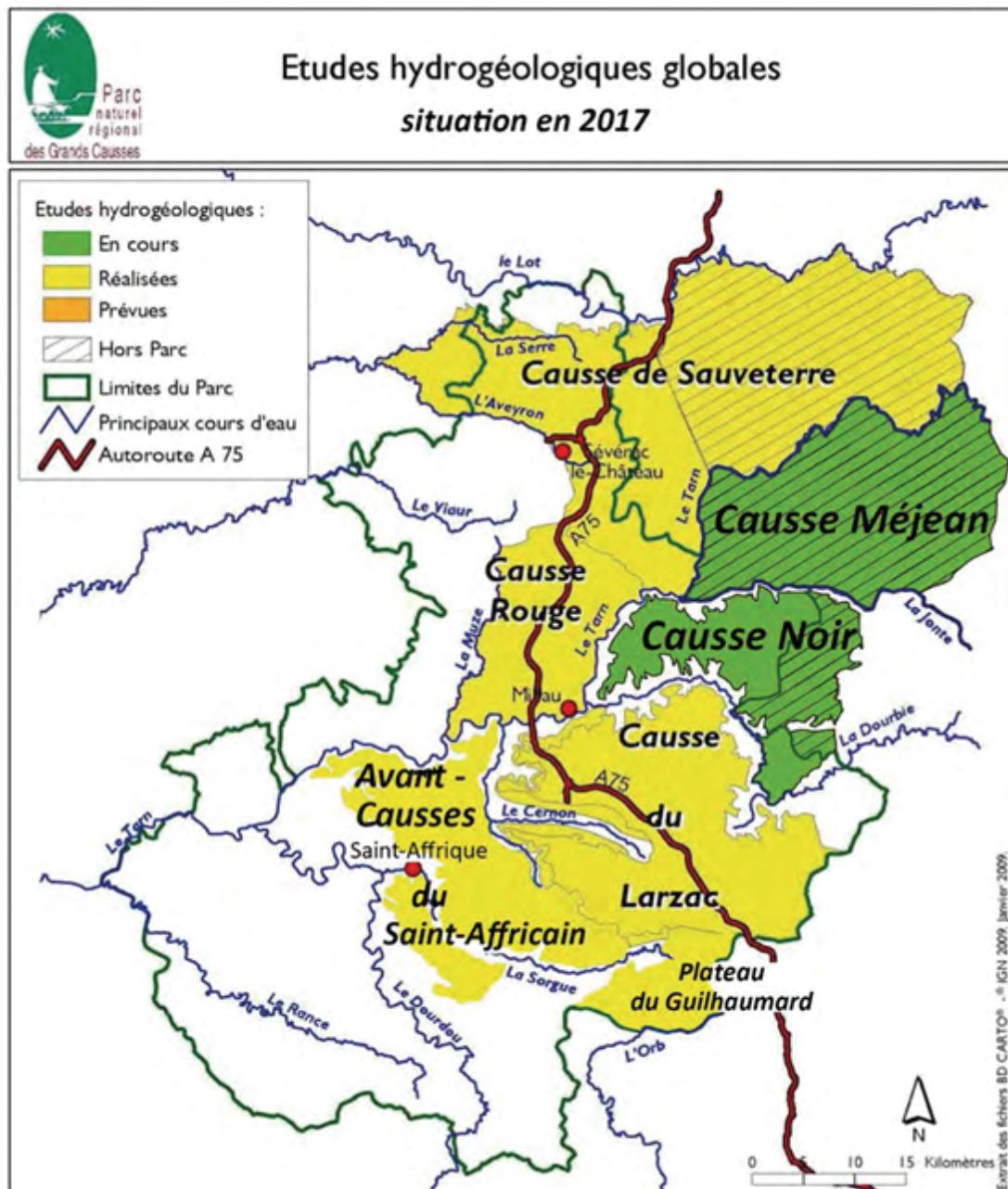
- la détermination des formes karstiques de surface et des formations superficielles,
- La détermination des conditions de karstification et des étapes de structuration karstique des aquifères,
- la détermination du rôle des formes de surface et de leur raccordement aux réseaux souterrains, notamment la position des pertes et des bassins versants concernés,
- la détermination du rôle des formations superficielles et de la morphologie karstique dans les modalités d'infiltration.

Afin d'atteindre ces objectifs, l'analyse hydrogéologique du Causse Noir et du Causse Bégon est divisée en 6 études (lot 1 à lot 6, Tableau 1). Le **présent rapport** correspond à la restitution de l'étude menée dans le cadre du **Lot 2 "Géomorphologie"**.

Tableau 1 : Liste de 6 lots de l'étude hydrogéologique

Intitulé du lot	Objet
1	Géologie- Tectonique
2	Géomorphologie
3	Hydrodynamique et hydrologie
4	Hydrochimie
5	Traçages
6	Vulnérabilité et synthèse

Figure 1 : Positionnement du Causse Noir au sein du PNRGC et situation des études hydrogéologiques antérieures.



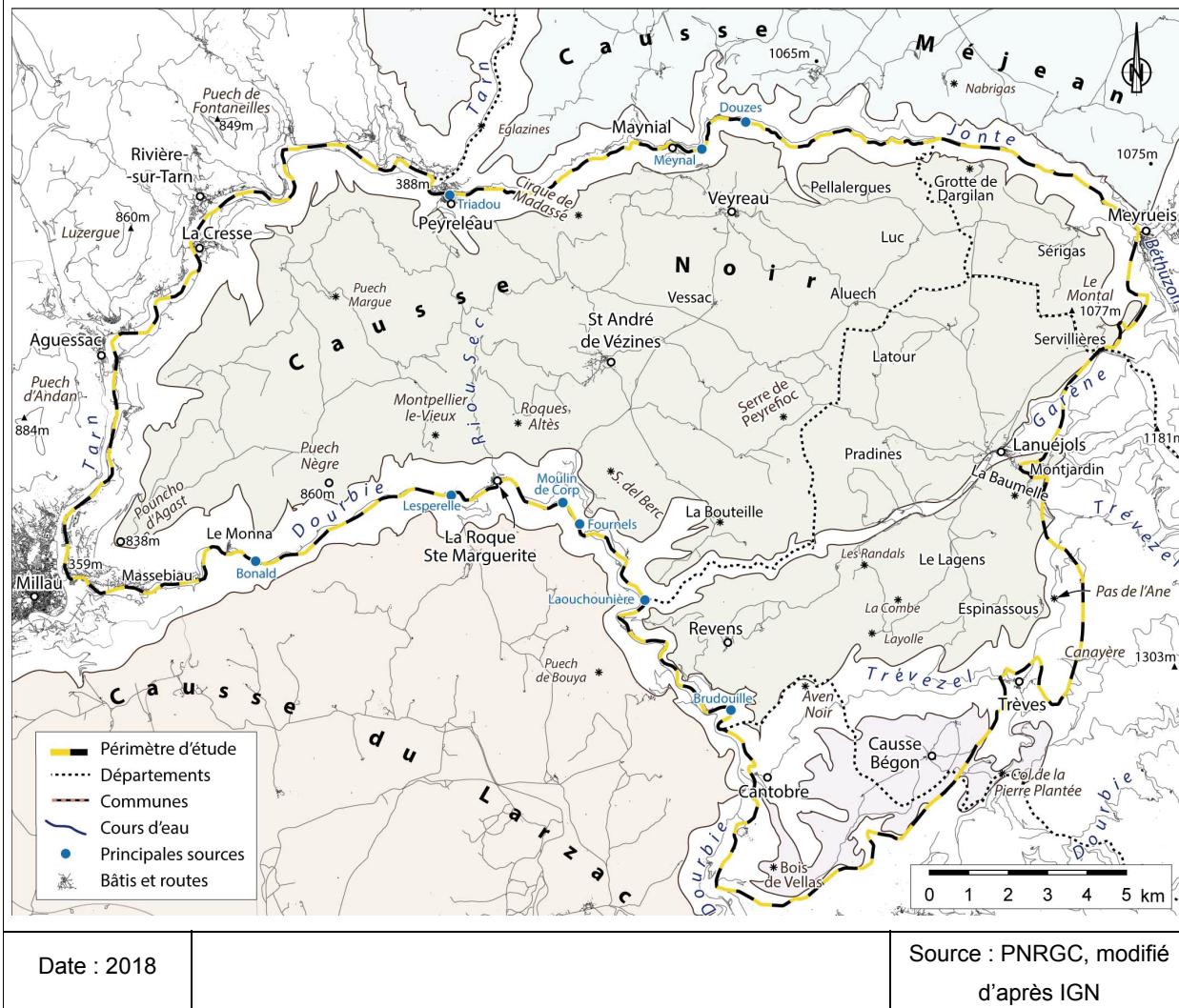
Date : 2017	Source : modifié d'après PNRGC, 2009
-------------	---

1.2 ZONE D'ETUDE

La zone d'étude est définie par le PNRGC (Figure 2 et figure 1-A3 atlas). Elle se situe dans la région des « Grands Causses » qui forme un domaine tabulaire calcaire et dolomitique reposant sur le socle hercynien de la partie Sud du massif Central (Figure 3). C'est plus précisément la bordure Est des Grands Causses qui concerne cette étude. La zone se divise en deux domaines : le Causse Noir (entre le socle cévenol et le canyon de la Dourbie, limité au nord par le canyon de la Jonte et au sud, par celui du Trévezel) et le Causse Bégon (entre le canyon du Trévezel et la haute vallée de la Dourbie) (Figure 2). L'ensemble représente une superficie d'environ 220 km² dont 200 km² pour le Causse Noir et 15 à 20 km² pour le Causse Bégon.

L'ensemble appartient au bassin versant atlantique en rive gauche du Tarn.

Figure 2 : Zone d'étude et toponymie et lieux-dits utilisés dans ce rapport.



1.3 OBJECTIFS DE L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

Tel que demandé dans l'appel d'offre, le volet « géomorphologie » a pour objectifs :

- Une aide à la détermination des bassins d'alimentation : détermination des formes karstiques de surface (vallées sèches, dolines...) et la détermination des pertes actives et des bassins versants concernés ;
- Le fonctionnement et la structure des aquifères : analyse des formations superficielles (épaisseur, caractéristiques physiques) ;
- L'incidence des activités humaines et mesures de protection : analyse des formations superficielles.

Pour répondre à ces questions, il a été demandé le travail suivant :

- Une synthèse des études géomorphologiques existantes (cartes, coupes, études, inventaires...) ;
- La réalisation de levés géomorphologiques complémentaires
- La réalisation d'un levé complémentaire des formations superficielles (reconnaissance de terrain adaptée, réalisation de sondages à la tarière et à la pelleteuse ou prospection des zones en labour) ;

Au terme de l'étude, devront être fournis :

- Des scénarios d'évolution du karst et de son fonctionnement ;
- L'analyse des formations superficielles
- Une cartographie de synthèse des formations superficielles et des formes karstiques de surface (vallées sèches, dolines...) ;
- La détermination des zones d'infiltration concentrée préférentielles et des bassins versants concernés ;

Les documents produits dans le cadre de cette étude servent de données d'entrée pour l'étude de la vulnérabilité du lot 6 (réalisé par ANTEA). L'objectif est de produire des données compatibles avec les outils (SIG) et les besoins pour la modélisation (Méthode PaPRIKa).

Figure 3 : Localisation de la zone d'étude au sein des grands ensembles géologiques.

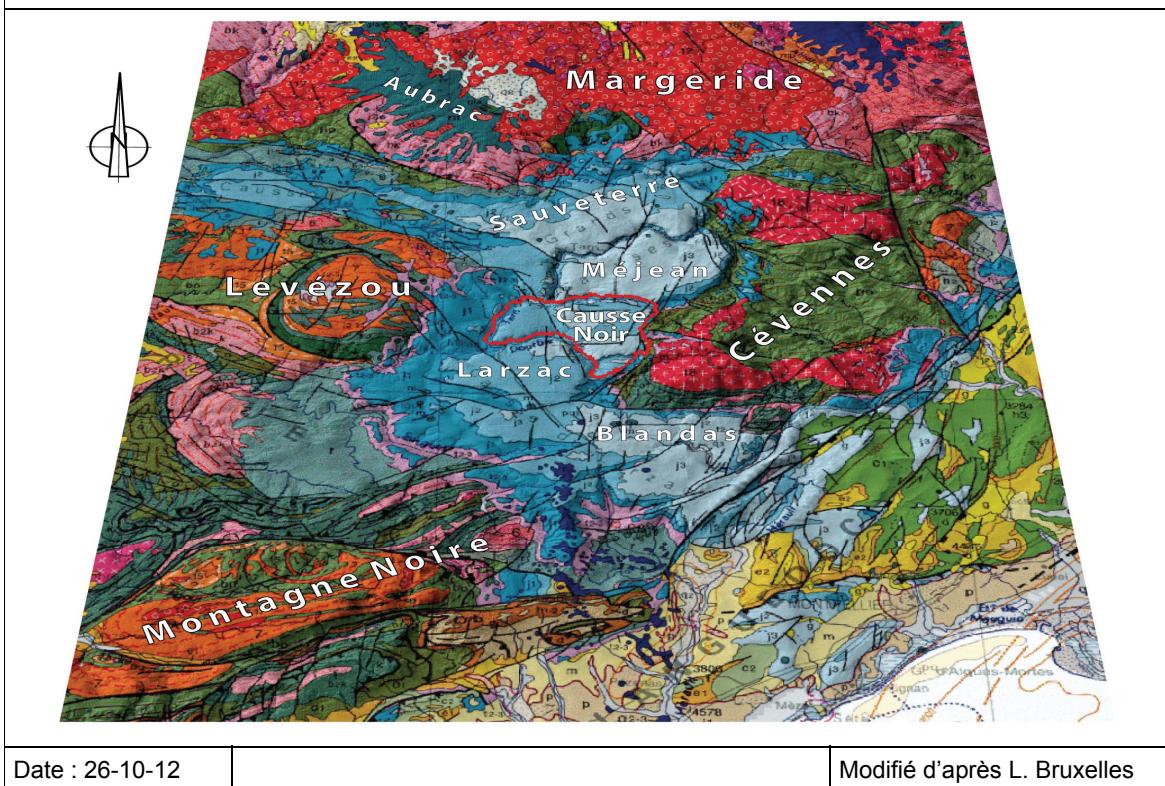
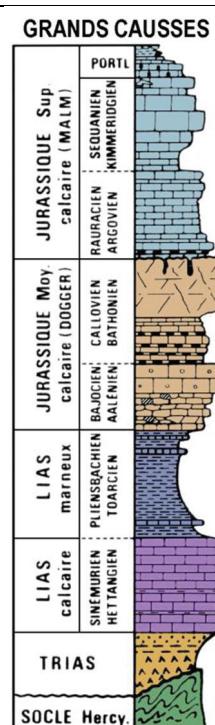


Figure 4 : Log stratigraphique du bassin des Grands Causses



Date : 2017

Modifié d'après Dubois, 1969

1.4 DÉROULEMENT DE L'ÉTUDE

GEOTER a débuté l'étude géomorphologique le 14/12/2017 avec la réunion de lancement dans les locaux du PNRGC. Le compte-rendu a été établi par L. Danneville. La phase terrain et rapport s'est déroulée en 2017 et 2018 et la rédaction du rapport s'est décalée de quelques mois sur 2019.

L'étude géomorphologique a mobilisé le personnel de GEOTER suivant :

- Philippe COMBES en tant que chef de projet
- Hubert Camus en tant que chargé d'affaires.
- Laurent BRUXELLES a été consulté à titre d'expert à toutes les étapes de l'étude.

Ce travail a bénéficié de l'aide des collaborateurs suivants :

- Bastien CHADELLE infographie et levés de terrain.
- Manon DUBOIS, levés de terrain.
- Daniel ANDRE, personne ressource pour les données spéléologiques.
- Jean-Louis GALERA, personne ressource pour les données spéléologiques.

GEOTER a scindé son intervention en 3 phases décrites ci-après.

1.4.1 Phase 1 : Analyse bibliographique

Notre longue expérience de recherches dans les Grands Causses nous a permis de disposer, de manière quasi exhaustive, de toutes les publications concernant la géomorphologie de ce domaine (publications, rapports d'étude, masters, thèses...).

Ces travaux ont été progressivement intégrés dans notre connaissance de l'histoire géomorphologique. Une synthèse a été établie et a servi de base à cette étude. Elle présente donc les principaux traits de l'histoire géomorphologique des Grands Causses auxquels nous avons pu rattacher certains traits morphologiques identifiés au cours de cette étude. En outre, de nombreux points découverts à cette occasion viennent d'ailleurs confirmer ou compléter ces connaissances.

Les données bibliographiques sur laquelle s'appuie cette étude sont détaillées dans la partie suivante ("2 Données d'entrée").

1.4.2 Phase 2 : Missions de terrain : cartographie de terrain

La phase 2 correspond à un important travail d'acquisition de données complémentaires de terrain dans le but :

- d'identifier, à partir du modèle numérique de terrain et des cartes mises à notre disposition, les principales formes du paysage
- de réaliser la détermination détaillée et la cartographie des formes karstiques de surface. Au-delà des dolines et des vallées sèches, nous avons de nombreuses autres formes qui contribuent à une meilleure compréhension de l'histoire morphologique du secteur étudié et de leur rôle vis-à-vis de l'hydrogéologie, notamment en termes de modalités d'infiltration ;

- d'inventorier et de caractériser les différentes formations superficielles. En plus de la cartographie, nous avons pu préciser leur nature, leur épaisseur, leur état de conservation et leurs relations avec les formes du paysage dans lesquelles elles sont présentes. Leur rôle dans l'infiltration des eaux de surface a également été appréhendé ;
- de rechercher dans la partie ouest et nord de l'étude des zones de pertes pouvant permettre la réalisation de traçages afin de localiser la limite entre le drainage vers le Tarn ou la Jonte et vers la Dourbie.

Ces travaux ont été menés de mai 2017 à Novembre 2018 par Hubert Camus. Les premiers résultats ont été présentés lors de la réunion de restitution du 13/12/18.

1.4.3 Phase 3 : Synthèse sur la géomorphologie

La phase 3 a permis la restitution des travaux de phase 1 et de phase 2.

Suite à plusieurs retards en début d'étude et à la réduction de l'équipe de recherche, les travaux de terrain ne se sont achevés qu'en fin 2018. Une grande partie des travaux cartographiques réalisés en 2017, ont été repris, enrichis des observations réalisées en 2018 et transformés en fichiers utilisables pour les logiciels de SIG et transmis à ANTEA. Au cours de cette phase de transmission de données, Hubert Camus et Fabrice Rey, d'ANTEA ont pu valider l'adéquation entre les données produites sur la Lot 2 et les besoins pour la problématique hydrogéologique. Des contacts avec le PRNGC se sont déroulés au fur et à mesure des besoins et Christophe Apolit est venu sur le terrain pour une tournée des ponts d'injection des traçages à la surface du plateau. Le 13/12/2018, une réunion de restitution dans les locaux du PNRGC a permis de présenter nos résultats et de remettre la restitution du présent rapport ainsi que notre travail de cartographie en 2019.

1.5 ORGANISATION DU DOCUMENT

Suite à cette introduction présentant le cadre de l'étude, la zone géographique concernée, les objectifs et le déroulement, les parties suivantes du rapport présentent :

- Partie 2 : les données d'entrée utilisées pour réaliser ce travail
- Partie 3 : le contexte géomorphologique de la zone d'étude
- Partie 4 : la description et la répartition des formations superficielles
- Partie 5 : les formes karstiques de surface et leurs caractéristiques morphodynamiques
- Partie 6 : la synthèse des observations géomorphologiques
- Partie 7 : Intégration des données et implications sur les circulations souterraines
- Partie 8 : Implications sur les modalités d'infiltration
- Partie 9 : Conclusion
- Partie 10 : Bibliographie
- Annexes : trois cartes à l'échelle à 1/100 000^{ème} (carte des formations superficielles, carte des formes karstiques de surface et des paléo-surfaces, carte d'interprétation des modalités d'infiltration)

1.6 LIVRABLES ATTENDUS (CCTP)

Pour le Lot 2 le CCTP liste les livrables suivants :

- une synthèse des études géomorphologique existantes (cartes, coupes, études, inventaires...)
- la réalisation de levés géomorphologiques complémentaires des formes karstiques et des formations superficielles,
- réalisation de 3 cartes à 1/100 000 : carte des formes karstiques, carte des formations superficielles, carte des modalités d'infiltration,
- un rapport d'étude comportant une synthèse.

1.7 LIVRABLES FOURNIS

Les livrables fournis par GEOTER au terme de cette étude sont :

- Une carte des formations superficielles à 1/100 000
- Une carte des formes karstiques à 1/100 000
- Une carte des modalités d'infiltration à 1/100 000
- Un atlas des principales cartes à 1/100 000 au format A3
- Le présent rapport final du LOT2 contenant :
 - Une synthèse des connaissances géomorphologiques de la zone d'étude
 - Un scénario de l'histoire géomorphologique du secteur d'étude et de la structuration karstique du massif orienté sur les conséquences hydrogéologiques
 - Un découpage de la zone d'étude en fonction des caractéristiques morphologiques et d'infiltration comparables

Les cartes sont fournies en annexe au format A1 et sont incluses à un atlas au format A3 complémentaire des figures illustrant le rapport.

2. DONNEES D'ENTREE

Les données d'entrée consultées se déclinent en trois familles : les cartes ; les publications ; les ouvrages de la BSS (Infoterre, BRGM). Les documents associés à ces 3 types sont listés dans le Tableau 2.

A cela, s'ajoute un grand nombre de données non publiées ont été communiquées par le milieu spéléo (D. André, J-L. Galera, J. Boutin).

Tableau 2 : Données bibliographique disponible pour l'étude

Famille de documents		Nombre de documents pertinents triés	Informations extraites
Cartes	Cartes géologiques, géomorphologiques, hydrogéologiques	12 cartes, dont : 4 géologiques 3 géomorphologiques 1 hydrogéologique	Notice, cartographie structurale, hydrogéologique
Publications	Articles	121 références	Contexte géomorphologique, datations, fonctionnement hydrogéologique
	Thèses		
	Mémoires		
	Livret-Guides		
Ouvrages de la BSS	Cavités naturelles	+ de 500	Localisation, fonctionnement hydrogéologique
	Sources	xx	

2.1 LES CARTES

Les cartes géologiques à 1/50 000 du BRGM (St-BEAUZELY-909 ; MEYRUEIS-910 ; MILLAU-935 ; NANT-936) sont fournies par le BRGM.

Ces documents au format numérique vectoriel font l'objet d'un contrat de licence entre le BRGM et les intervenants du projet.

Il existe également trois cartes géomorphologiques : la carte géomorphologique de Millau au 1/25000 réalisée par Paul Ambert qui s'étend sur l'extrême occidentale du Causse Noir (Ambert, 1984, 1990 et 1994) ; la carte géomorphologique du Causse Noir réalisée par Bernard Doria dans le cadre de sa thèse qui étudie en particulier les impacts des intempéries de 1980 (Doria, 1986) et la carte géomorphologique de la Jonte réalisée par Nathalie Vanara dans le cadre d'une mémoire de Maîtrise qui prend en compte le canyon de la Jonte et son bassin versant cristallin en amont (Vanara, 1990).

Enfin, nous nous sommes aussi référés à la carte hydrogéologique de la Région des Grands Causses (Paloc, 1977) et à la carte des gîtes de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne (Aubague et al., 1977).

2.2 LES PUBLICATIONS

Les références pertinentes apportant des informations géomorphologiques concernant le secteur étudié sont au nombre de 121. Elles concernent des rapports, articles, thèses, livrets-guides. Elles sont listées dans la partie 8-Bibliographie.

L'analyse de ces publications permet d'identifier des documents pertinents pour l'étude. Ils se déclinent sous la forme cartes, de datations, d'analyses géomorphologiques et de description des formations superficielles.

Notre travail de terrain dans le cadre de cette étude a permis d'aller au-delà de ce qui était connu dans ce secteur et de renouveler l'analyse morphogénétique.

Il en ressort des interprétations plus précises quant aux conditions d'infiltration des eaux de surface et d'organisation des bassins versants.

3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

3.1 DESCRIPTION GEOMORPHOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDE

Le secteur étudié concerne le Causse Noir et le Causse Bégon (Figure 2). Dans la suite de ce rapport, nous appellerons Causse de Noir l'ensemble du secteur concerné par les affleurements du Jurassique moyen et supérieur compris entre la Jonte au nord et la haute vallée de la Dourbie au sud, incluant le Causse Bégon, mais pas le Causse liasique de Camprieu dont l'éloignement et la surface sur la carte à 1/100 000 n'apportent pas d'information pertinente sur la structuration karstique du Causse Noir proprement dit tel que considéré dans cette étude.

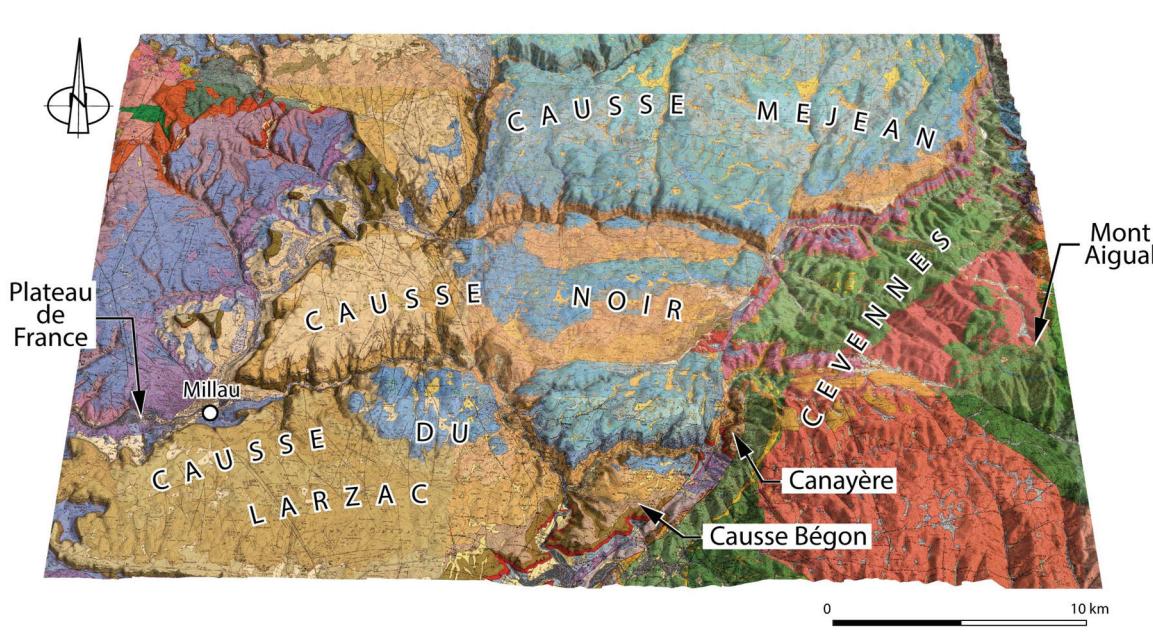


Figure 3 : Principales entités géomorphologiques citées dans ce rapport.

3.1.1 Le Causse Noir

A la surface du plateau, on distingue deux grands ensembles de morphologies : les zones de relief et les secteurs déprimés.

3.1.1.1 Les zones de reliefs

Elles présentent des topographies accidentées constituées reliefs calcaires et dolomitiques dépassant 900 mètres d'altitude et séparés par des vallons fluvio-karstiques plus ou moins bien développés, ainsi que de vastes zones planes, notamment vers 850 m d'altitude, comme entre le Puncho d'Agast et le secteur de Roques Altès. Plusieurs ensembles peuvent être distingués (Figure 2) :

- La partie orientale du Causse de Noir au nord du canyon du Trévezel et une partie des hauteurs dominant la Jonte jusqu'à Pellalergues constituent une zone de collines aux sommets aplatis. Ces topographies sont sous-tendues par les calcaires et les dolomies du Malm et du Dogger (Figure 4). Les sommets varient entre 900 et 1070 mètres d'altitude au Montal, point culminant du causse. En contrebas

de ces collines au sommets aplatis, se développent de vastes dépressions, de type méga-dolines (formes voisines des Grands sotchs du Larzac Méridional), parfois coalescentes, ainsi qu'un réseau de vallons fluvio-karstiques. Les versants, parfois relativement raides, mais globalement convexo-concave, ont été regularisés par la gélification, mais leur pied est souvent empâté de formations plus argileuses. Ils sont accidentés que quelques dolines, généralement bien développées.

- Sur une large bande NW-SE passant par le centre du Causse Noir et le Causse Bégon, les points hauts de la surface du plateau correspondent à de vastes replats. Ils nivellent une surface d'érosion qui oscille entre 930 et 880 mètres d'altitude. Ces replats s'emboîtent dans les reliefs orientaux. Ils sont localement criblés de dolines et de dépressions endoréiques marquées et ils accueillent le réseau de vallons fluvio-karstiques alimenté par les reliefs sommitaux de la partie orientale du causse. Ces reliefs tabulaires sont développés dans les dolomies bathoniennes et du Jurassique supérieur empâtées de grésou dolomitique et dans les calcaires plus ou moins siliceux du Bathonien inférieur et du Jurassique supérieur qui supportent localement d'épaisses couvertures argileuses.
- Sur une bande de même orientation, mais plus étroite, le secteur entre Peyreleau et La-Roque-Sainte-Marguerite constitue une zone plus basse où les reliefs sont représentés par des croupes et des replats d'altitude régulée rappelant une paléo-surface démantelée par une réseau de ravins profondément incisés. Un de ces replats correspond au site de Montpellier-le-Vieux.
- Une partie de cette zone aplatie vers 850 m est caractérisée par des reliefs isolés comme la butte ruiniforme de Roques Altés. L'essentiel de cette zone sommitale plane s'étend vers l'ouest jusqu'au Puncho d'Agast. La totalité de ces reliefs se développe dans les dolomies bathoniennes. Les points hauts atteignent 820 à 850 m d'altitude et ils sont séparés par de vastes dépressions fermées au fond desquels se développent de reliefs en couloirs et en clochetons révélés par l'érosion du grésou dolomitique.

3.1.1.2 **Les secteurs déprimés**

Les secteurs bas sont globalement de deux types : d'une part, des secteurs encore plus plans que les précédents et correspondent souvent à de vastes dépressions ou à des replats plus ou moins démantelés, et d'autre part, des dépressions profondément imprimées dans ces secteurs bas. Leur altitude varie entre 780 mètres et 900 m d'altitude.

- Entre Lanuéjols et le Sotch de la Tride, une vaste dépression semi-fermée traversée par le vallon de Servillières-Pellalergues s'étend entre deux reliefs linéaires très tortueux autour de 950 m d'altitude. Un de ces reliefs correspond à la corniche bajocienne et forme la limite sud de la dépression. Mais, ici, la dépression est en inversion de relief et domine cette corniche. Elle s'étend en direction du nord, jusqu'au pied d'un second relief linéaire matérialisant le contact entre les dolomies du Bathonien et les marnes du Callovo-Oxfordien. Cette bordure nord est festonnée par des rentrants en doigts de gants se raccordant à une vaste dépression endoréique qui occupe le pied de l'escarpement. Elle dessine de nombreuses sinuosités d'amplitude variable. Dans le détail, cette dépression n'est pas vraiment plane. Elle est tout d'abord accidentée de nombreux reliefs isolés ; notamment les buttes des Serre de l'Ubac, de la Malautie et du Pied de Bégude, qui dominent la plaine de près de 70 mètres. Des reliefs plus modestes en dos de baleine d'ordre métrique émergent à peine de la couverture meuble représentée de façon hétérogène par du grésou et des argiles à chailles. Ainsi, on a une topographie en marches d'escaliers très larges qui matérialisent un stade majeur de l'évolution du causse.

- Juste au sud, une dépression très similaire, s'étend vers 850 m d'altitude entre la bordure bajocienne et les reliefs calcaires constituant la partie sud du Causse Noir. Cette dépression est donc franchement emboîtée dans les reliefs, mais elle reste ouverte vers l'ouest et la vallée de la Dourbie. Elle est elle aussi traversée par un cours d'eau, celui de la Garenne, cours temporaire qui s'incise profondément en canyon dans le plancher de cette dépression. Cette dernière est elle aussi accidentée de replats limités par des bordures ondulées alignées sur les mêmes cotes altimétriques et qui forment des rentrants en doigts de gants dans le pied de la bordure nord. Son plancher parfois très plan est néanmoins localement défoncé des vastes dépressions argileuses qui entretiennent des zones humides, ainsi que de buttes isolées comme le Serre de Redounel. On note à ce sujet que tout le rebord des canyons du Trévezel et de la Dourbie présente des replats reliques de ce type de dépression, portés de fait en inversion de relief : Espinassous, Layolle, Bois de Velles, Chaos de Caoussous, replat de Puech Nègre.
- Enfin, des dépressions moins vastes, souvent endoréiques, s'impriment en contrebas des différents secteurs sommitaux ou des planchers des dépressions aplani. Ces dépressions s'égrènent le long du tracé d'anciens vallons fluvio-karstiques ou suivent le tracé tortueux des bordures limitrophes des dépressions à fonds plats. Dans le secteur des collines sommitales ces dépressions se développent vers 900-950 m et sont colmatées par des formations argileuses qui peuvent entraîner des phases d'inondation, comme près de Sérigas. Dans la partie centrale du plateau, ces dépressions défoncent le plancher des dépressions à fonds plats comme à Vessac, à Brunas ou au Sotch de la Tride. Certaines d'entre elles sont sujettes aux inondations. La partie centrale du Causse Bégon, isolé du causse Noir par l'incision du canyon du Trévezel, présente le même type de caractéristiques en termes d'endoréisme et de développement de zones humides.

3.1.2 Le Causse Bégon et le Causse de Canayère

Les petits causses de Canayère et du Bégon présentent la même situation que le Causse Noir quant à leur raccordement au socle cévenol (Figure 3).

La Causse de Canayère est intégralement en contact topographique avec le massif cristallin en position de piémont. Plusieurs vallons prenant naissance sur le socle métamorphique, se prolongent à la surface de ce petit plateau qui supporte d'épaisses couvertures. Les eaux se perdent au contact entre les roches cristallines et les calcaires et dolomies karstifiés pour rejoindre les sources en pied de massif dans la vallée du Trévezel. Des niveaux de grottes enregistrent plusieurs stades de niveau de base du Trévezel au cours de son creusement en piégeant d'abondants remplissages alluviaux allochtones, comme la Grotte du Pas de Joulié, mais surtout les réseaux de baume Layroux et des Cabanes.

Le Causse Bégon (Figure 2) n'est quant à lui raccordé au socle que par le Col de Pierre Plantée. Une bande de terrains imperméables et ou recouverts d'importantes couvertures d'argiles à chailles, sépare ce col de la surface du plateau proprement dite. Ce dernier présente des zones sommitales aplaniées vers 900-930 m en contrebas desquelles se développent de vastes dépressions cultivées limitées à l'ouest par des bordures plus ou moins escarpées. Un escarpement de dolomies ruiniformes sépare la partie sud du plateau qui se développe au même niveau que le fond des dépressions du Causse Bégon. Plusieurs replats, la Plaine des Baldits et le Bois de Vellas, sont conservés en inversion de relief en position dominante au-dessus de la dépression de Nant et la Dourbie.

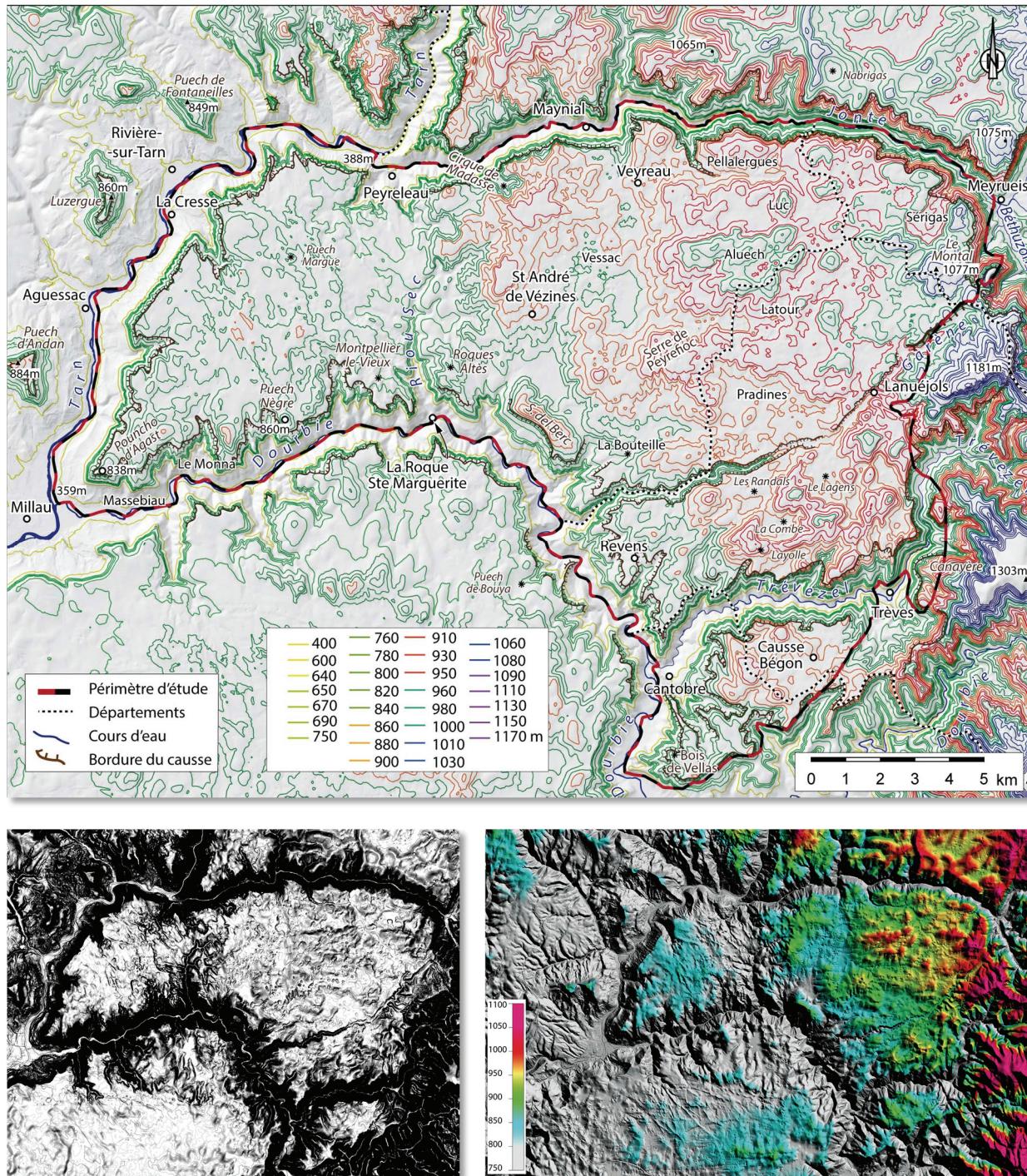


Figure 5 : Hypsométrie du Causse Noir et du Causse Bégon en courbes de niveau en haut ; en bas, images obtenues par traitement du MNT en modèles de pente ombrées et en niveaux de couleur hypsométrique (figure 3-A3 atlas).

3.1.3 Le contexte amont de la Jonte, du Trévezel et de la Dourbie et les lambeaux liasiques de Camprieu

Les hauts bassins versants des canyons de la Dourbie, du Trévezel et de la Jonte se développent dans les reliefs cristallins cévenols. Les bassins versants amont de ces trois rivières drainent la partie ouest de l'Aigoual et son auréole de métamorphisme entre 1569 m NGF et le contact avec les causses. Ces bassins versants quittent le socle à diverses altitudes :

- 700 m pour la Jonte à Meyrueis ;
- 700 m pour le Trévezel en amont du Pas de l'Ane ;
- 500 m pour la Dourbie à Saint-Jean-du-Bruel.

En aval, ces trois bassins versants, plus ou moins perchés pour les deux premiers, se raccordent au réseau hydrographique du Tarn par l'incision en coup de sabre des canyons.

L'extension de ces bassins versants s'est produite au détriment de cours d'eau aujourd'hui déconnectés de leurs amonts cristallins comme le vallon de Servillières-Pellalergues qui a perdu ses amonts lors du recul des vallées affluentes de la Jonte, le Berthuzon et le Vallat de la Vinade. Ces bassins hydrographiques aussi sont en concurrence entre eux, comme la Dourbie qui est conquérante par rapport au Trévezel au Col de Pierre Plantée en exploitant des terrains non karstiques par érosion régressive. On note à ce sujet, que les dépôts retrouvés sur ce col proviennent du massif granitique de l'Aigoual qui n'est plus dans le bassin versant de la Dourbie ni du Trévezel. La capture de cet ancien bassin versant de la Dourbie jusqu'à l'Aigoual a été explicitée par M. Wiénin (1986).

Le bassin versant amont du Trévezel accueille des lambeaux de calcaires et de dolomies du Lias au sein desquels se développe le réseau de Bramabiau et la célèbre percée souterraine du ruisseau du Bonheur (5).

Ces assises carbonatées sont intensément karstifiées sous forme d'une réseau labyrinthique développé à la faveur du maillage de diaclases altérées ce qui suggère que le ruisseau souterrain a exploité ce réseau d'altération pour se frayer un chemin souterrain.

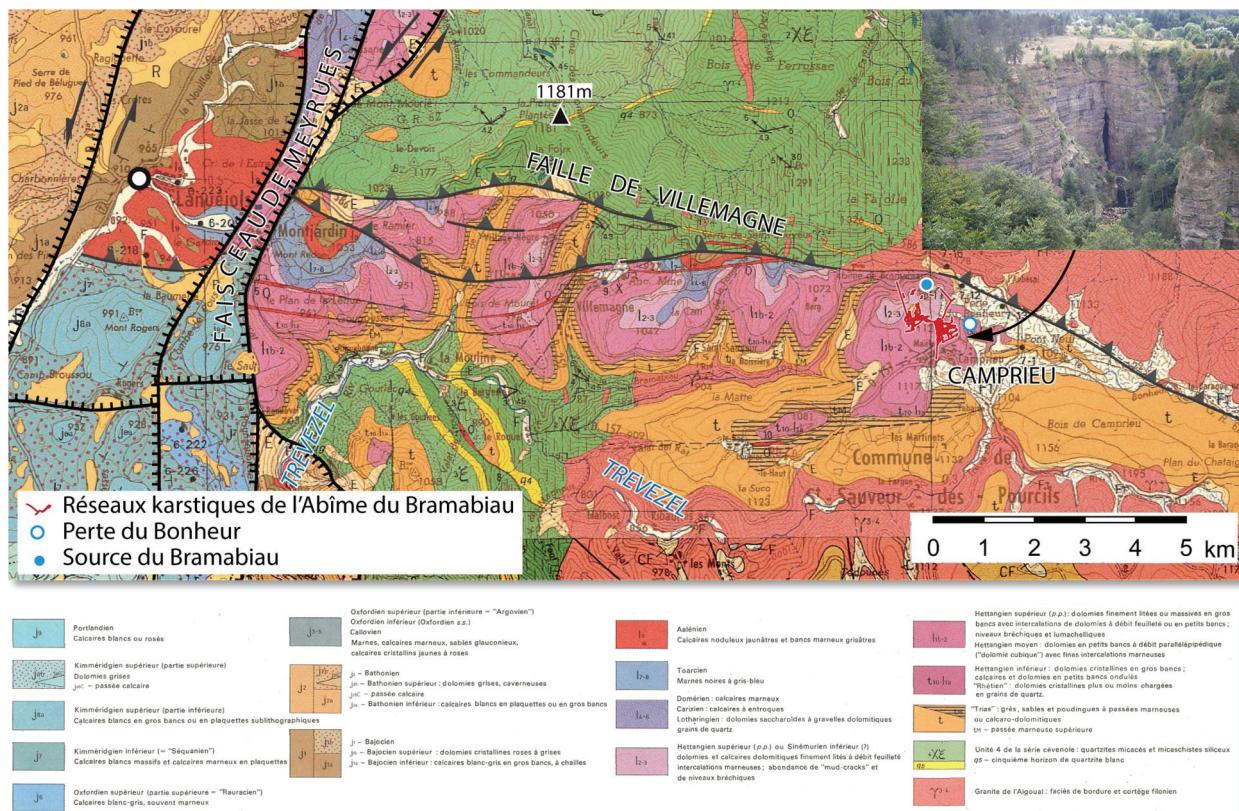


Figure 5 : Les lambeaux liasiques de Camprieu et l'Abîme de Bramabiau, modifié d'après carte géologique du BRGM

D'autres lambeaux adossés à la faille de Villemagne présentent aussi d'importants phénomènes d'altération, associés ou non à des minéralisations de sulfures de fer ou de plomb-zinc. Plusieurs travaux miniers permettent d'observer au contact entre le massif cristallin et les carbonates que ces structures altérées se propagent à partir de filons minéralisés

formés de brèches. D'importantes venues d'eau circulent dans ces structures bréchiques et alimentent les galeries creusées dans les terrains liasiques (com. Orale D. André).

3.1.4 Les canyons : Tarn et Dourbie - Jonte et Trévezel

Le Causse Noir est rattaché à ses amonts cristallins et isolé des causses voisins par de profonds canyons appartenant au réseau hydrographique de rive gauche du Tarn.

Le Tarn est un cours d'eau allogène qui prend sa source sur le Mont Lozère et qui traverse les Grands Causses par de majestueuses gorges. Le canyon du Tarn constitue un véritable couloir hydrographique de 400 à 600 m de profondeur sur 53 km entre l'entrée de ses gorges à Ispagnac et sa confluence de la Jonte au Rozier. En aval, il coule au fond d'une large vallée asymétrique dominée en rive gauche par les puissants escarpements du Causse Noir, puis par ceux du Larzac. Après la traversée de Millau, le Tarn s'écoule en contrebas d'un important complexe de travertins dont le plus élevé correspond aux entablements du Plateau de France portés en inversion de relief 250 m au-dessus du lit actuel.

Sur ce trajet, ses affluents de rive gauche sont alimentés par les contreforts du Mont Aigoual et traversent eux-aussi en canyon les assises calcaires et dolomitiques caussenardes.

Le canyon de la Jonte sépare le Causse Noir du Causse Méjean en empruntant l'axe d'une structure synclinale d'orientation est-ouest, parallèle à la faille inverse de Veyreau. Sur ce trajet entre les faisceaux de Meyrueis et de Peyreleau, le canyon recoupe plusieurs grands couloirs de fracturation méridiens. Ses versants sont caractérisés par la double corniche des dolomies inférieures du Bajocien et des dolomies supérieures du Bathonien. Une grande partie de son cours est temporaire en basses eaux ce qui signifie que, de façon prolongée, les eaux qui rejoignent le Tarn au Rozier sont intégralement d'origine karstique, même s'il s'agit en majeure partie de débits issus de résurgences alimentées par des pertes situées dans le talweg en amont. Par ailleurs, les traçages réalisés sur le Causse Méjean et le Causse Noir montrent une faible extension des bassins d'alimentations de ces sources et une faible contribution des plateaux.

Le Trévezel, après un cours cévenol est-ouest parallèle à la faille de Villemagne, aborde le Causse Noir en creusant des gorges d'orientation sub-méridienne en exploitant le faisceau de Meyrueis et en laissant le petit causse de Canayère adossé au massif cristallin. Arrivé dans la dépression liasique de Trèves, il adopte à nouveau un cours est-ouest entre le Causse Noir et le Causse Bégon, mais sans contrôle structurale majeur. Les pendages vers le nord sont sensiblement équivalents de part et d'autre des gorges. On observe que les corniches sont régulièrement constituées par des replats recoupés par le canyon ce qui conforte l'idée d'une surimposition de la vallée par rapport à des surfaces planes et basses de la topographie au début de son creusement.

Là aussi, on note un cours temporaire perturbé par des pertes dans le talweg. Ces pertes totales du débit une grande partie de l'année résurgent dans la vallée de la Dourbie à la source des Gardies (grotte de la Brudouille) auxquelles contribuent une partie du Causse Noir au sud du canyon de la Garenne et une grande partie du Causse Bégon.

Le canyon de la Dourbie, beaucoup plus long que les deux précédents commence à la sortie de la dépression de Nant où affleure l'imperméable du Toarcien. Les gorges sont guidées sur plus de 12 km par le faisceau de Peyreleau. Elles sont creusées au début dans les calcaires du Bajocien inférieur, puis abordent les dolomies inférieures à Cantobre, pour ne plus quitter le Bathonien et sa corniche de dolomies supérieures jusqu'aux sources des Fournets. Elles quittent le faisceau de Peyreleau aux sources du moulin de Corp pour bifurquer vers l'ouest. Ensuite, de Laroque Sainte Marguerite jusqu'à Massebiau, le canyon emprunte un cours est-ouest, là encore en adoptant un tracé perpendiculaire aux principales structures faillées, mais avec des indices de surimposition par rapport à des surfaces matérialisées par des replats topographiques en position de corniche, souvent modélisés en reliefs ruiniformes comme le site de

Montpellier-le-Vieux ou du Chaos de Caoussou. Les versants sont ici caractérisés par la double corniche des dolomies inférieures et supérieures, ces dernières armant les lèvres du canyon.

Bien qu'il ne s'agisse pas d'un canyon majeur, nous citons ici le petit canyon karstique de la Garenne qui illustre par son fonctionnement hydrologique temporaire et par sa surimposition par rapport au plancher quasi horizontal d'un paléopoljé, le rôle de l'incision des canyons à partir de dépressions à fond plat au début de leur incision.

On observe ainsi un vaste réseau de cours d'eau allogènes circulant dans des canyons karstiques, c'est-à-dire alimentés en partie par des émergences et parfois asséchés par les pertes une partie de l'année, organisés en direction du Tarn qui constitue le drain principal du bassin des Grands Causses atlantiques.

Le lit du Tarn atteint l'imperméable un peu en aval du Rozier et la confluence de la Jonte, puis après une percée dans les calcaires du Bajocien inférieur au droit de Mostuéjouls sur près de 3 km, il s'écoule sur les marnes du Toarcien, puis sur les terrains sous-jacents du Lias.

De même, le talweg de la Dourbie atteint l'imperméable du Toarcien à Massebiau au débouché de ses gorges dans la vallée du Tarn.

Tous les écoulements karstiques entre les bassins versants cristallins de la Jonte, du Trévezel et de la Dourbie et le Tarn, mis à part les quelques émergences drainées vers le pied du Causse Noir entre Le Rozier et Massebiau, sont ainsi évacués par le réseau de surface à la faveur de la remontée structurale de l'imperméable du Toarcien.

Le creusement des canyons, qui constitue une modification radicale dans leur évolution morphologique, est calé dans le temps. Cette donnée fondamentale fournit une fourchette chronologique précise et cohérente avec les observations réalisées récemment sur les causses, notamment l'appoint du volcanisme de la bordure méridionale du Larzac corrobore cet état de fait et renseigne sur les morphologies caussenardes pré-quaternaires (Ambert, 1991 et 1994 ; Ambert et Ambert, 1995). Il donne un "état des lieux" des paysages des causses et permet d'apprécier les héritages tropicaux du Néogène.

3.2**LES ACQUIS DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES GRANDS CAUSSES**

Le bassin sédimentaire des Grands Causses s'insère entre les reliefs du socle cristallin de la Margeride, du Levézou et des Cévennes (Figure 3). 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 ; Corbel, 1954 ; Coulet, 1962 ; Demangeon, 1967 ; Enjalbert, 1967 ; Cadillon, 1970 ; Doria, 1986 ; Ambert, 1984 et 1991 ; Ambert et 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 (Bruxelles, 2001). 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 rosa* », sous-entendu décalcification du substratum carbonaté.

Les processus d'altération à l'œuvre dans la genèse de ces couvertures, sont, elles aussi, à remettre dans la perspective du « triptyque de la karstification » (Quinif, 1999) avec une prépondérance de l'action de la crypto-corrosion en subsurface et des altérations profondes à l'origine des fantômes de roche et des couloirs de brèches karstiques qui se développent au sein du réservoir (Bruxelles et Camus, 2010, 2013 et 2014 ; Camus, 2018 in Husson et al., 2018).

De même, le creusement des canyons et des vallées de contact avec le socle déjà bien datés par des arguments géologiques, notamment l'archéométrie des épanchements volcaniques à la surface des causses et dans les vallées (Ambert, 1991), bénéficie maintenant d'une analyse dynamique avec les notions de canyon karstique et de vallée périphérique (Camus, 1999 et 2003) et de quelques jalons chronologiques avec les datations récentes du volcanisme d'Eglazines dans les gorges du Tarn et la confirmation de l'antériorité au Quaternaire de l'incision de la Jonte (Sartegou, 2017).

Une grande partie des éléments présentés ici correspondent aux résultats issus des différentes études similaires à celle du Causse Noir et réalisées pour le Parc Naturel Régional des Grands Causses par L. Bruxelles (Bruxelles, 2007) et H. Camus (Bruxelles et Camus, 2014) ou bien pour le Parc National des Cévennes (Camus, 2018 in Husson et al., 2018), ainsi qu'à de nombreux travaux antérieurs souvent effectués en commun (Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003 ; Bruxelles et Camus, 2010). Les références concernant plus spécifiquement le Causse Noir seront reprises plus tard, notamment sur la basse des travaux de thèse de B. Doria (1986).

3.2.1**Les dépôts crétacés**

Avec le creusement des canyons, les dépôts crétacés constituent le second élément majeur et bien daté dans l'évolution morphologique caussenarde. Les nombreux affleurements cartographiés sur le Larzac ont déjà permis de donner une idée de la morphologie d'ensemble des Grands Causses au Crétacé supérieur (Figure 6).

Identifiés de longue date sur le causse de Campestre (Bernier, 1967 et Allabouvette et al, 1984), les dépôts crétacés sont désormais à considérer comme un élément majeur et bien daté de l'évolution morphologique caussenarde (Bruxelles et al, 1999 ; Bruxelles, 2001 et 2007 ; Camus, 1990 et 2003 ; Bruxelles et Camus, 2010 et 2013 ; Camus, 2018, in Husson et al., 2018). 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 et ont démontré l'existence de la bauxite ce qui recule l'histoire continentale des Grands Causses à la charnière du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur.

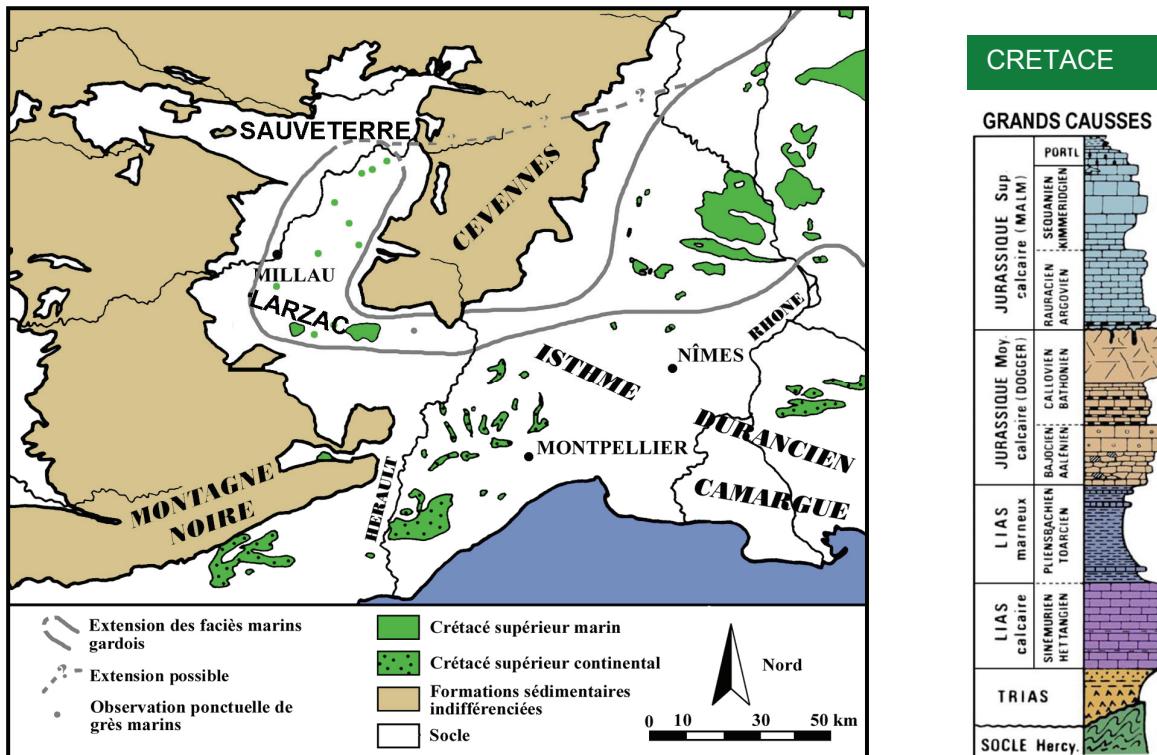


Figure 6 : Carte de répartition des affleurements reconnus de Crétacé supérieur en 2001 (Bruxelles, 2001). A cette époque, les dépôts du Causse de Sauveterre et du Causse de Séverac n'ont pas été encore découverts.

3.2.1.1 Nature et extension des indices de bauxite sur les Grands Causses

La présence de bauxite sur les Grands Causses était inconnue jusqu'à leur découverte par L. Bruxelles 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, Bruxelles et al., 2003). 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 et al., 2007). On en retrouve sous forme d'aramonites, c'est-à-dire de bauxite remaniée en position secondaire, dans la partie centrale du Causse Méjean en limite d'extension de la couverture de grès du Crétacé supérieur (Camus, 2018, in Husson et al., 2018).

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 recoupe en discordance des couches jurassiques de plus en plus ancienne du SE au NO, du Portlandien sur le Larzac méridional, au Bathonien sur le Larzac central et sur le Causse de Séverac.

Cette répartition et l'absence de pisolithes cassées dans ces bauxites signe d'une évolution *in situ*, suggèrent une origine autochtone ou parautochtone de ces bauxites (Bonte, 1958, Combes 1972 et 1990). Elles auraient ainsi été formées par altération d'une couverture de vaste extension qui pourrait correspondre à des dépôts 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). En bordure du bassin, des apports allochtones lointains, liés à une altération latéritique du socle, peuvent enrichir le stock caussenard ; sachant qu'à cette époque le socle cévenol n'était pas encore à l'affleurement. Dans ce cas de figure, après érosion du site primaire, ces altérites se déposent sur la plateforme carbonatée où elles connaissent une seconde phase

d'altération (Combes 1972 et 1990, Guendon et Parron, 1985). Par comparaison avec d'autres gisements languedociens et provençaux, l'âge de cette bauxite doit être compris entre l'Aptien et le Cénomanien.

3.2.1.2 Recouvrement et conservation des indices de bauxite sur les Grands Causses

Sur le Causse Noir, seuls quelques indices d'aramonite, c'est-à-dire de bauxite remaniée sous forme de laminites rouges briques et de pisolithes, ont été retrouvés. Ces affleurements correspondent à des analogues reconnus sur les Grands Causses. Citons ici l'exemple de plusieurs dolines du Causse de Campestre et du Causse de Blandas (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles et Camus, 2013).

La réalisation de tranchées dans la doline du Luc sur le Causse de Campestre, a permis de révéler un remplissage de bauxite surmonté d'argiles sableuses mais aussi de dépôts margino-littoraux à lumachelle du Crétacé supérieur (Bruxelles, 2001). Bien que perturbés par le soutirage postérieur, il apparaît que ces dépressions correspondent à d'anciens karsts de la bauxite. Ces paléokarsts ont ensuite été scellés en discordance par les dépôts transgressifs du Crétacé supérieur qui ont ennoyé ces formes qui sont progressivement colmatées de sédiments continentaux puis de plus en plus marins. Le tout est resté scellé jusqu'à ce que l'érosion ne décape les formations crétacées qui ont atteint une centaine de mètres dans ce secteur.

Par ailleurs, une autre de ces mégadolines, recoupée par le canyon de la Virene, montre sur près de 80 m d'épaisseur, un remplissage argilo-sableux qui a livré une flore continentale du Campanien (Alabouvette et al, 1981), indiquant un nouvel épisode de scellement de ces dolines héritées, après une phase de décolmatage liée à l'activité karstique.

Ainsi, lors des différentes variations de niveau de base parfois anciennes, la crypto-corrosion a pu reprendre au fond de ces anciennes dépressions bauxitiques qui se sont donc approfondies, parfois sous le mur de cette couverture jusqu'à la faire disparaître sauf dans quelques paléokarsts. Les produits d'érosion de ces 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.

Sur le Causse Noir, la présence de bauxites n'a pas été confirmée, mais de nombreux paléokarsts, notamment des paléokarsts affectés par des failles compressives, présentent des remplissages de type aramonites, des laminites en très grande majorité.

3.2.1.3 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).

Ces sites nous renseignent sur le contexte évolutif aux environs immédiats du secteur d'étude entre le Causse Méjean et le Larzac méridional. Les observations à l'échelle du bassin des Grands Causses montrent que l'extension de ces affleurements dépasse largement ce secteur jusqu'à la bordure ouest du Larzac et jusqu'au Causse de Séverac où des formations semblables ont été reconnues (*Figure 6*).

Les grès marins et les dépôts marginaux-littoraux

Ces ingressions sont matérialisées par des grès marins (Bernier, 1967), localement des faciès calcaires marginaux-littoraux, 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 corrélatives de la transgression.

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

Cette observation est en accord avec le maximum transgressif daté du Coniacien sur la courbe de Vail (Haq *et al.*, 1988), toujours selon les travaux de L. Bruxelles, 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 3), c'est-à-dire à l'extension du bassin de SE au Coniacien.

L'extension de ces grès est reconnue du Sud Larzac jusque sur les causses de Séverac et de Sauveterre (Bruxelles, 2007), séparés du Bassin du Sud-Est par le massif des Cévennes. La surrection des Cévennes et sa dénudation s'est réalisée plusieurs millions d'années après la mise en place de ces dépôts et le socle cévenol n'était pas à l'affleurement à cette époque ce qui implique l'érosion de ces formations sur les reliefs cévenols (Figure 3).

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 arkoses du Trias et leur âge est avéré par la flore et la faune marine du Coniacien. Les deux faciès ont été retrouvés dans la partie orientale du Causse Noir, mais l'échelle macroscopique, ces grès ne semblent pas contenir de faune ni de flore.

Ces différents témoins révèlent une étape géologique et géomorphologique majeure à l'échelle du bassin des Grands Causses (Bruxelles et Simon-Coinçon, 2003) : l'existence d'une ingression marine coniacienne qui s'effectue sur une topographie karstique préexistante (Bruxelles, 2003). Une partie de ces paysages karstiques a pu se mettre en place pendant la longue période d'altération continentale qui a conduit à la formation des bauxites, puis à une très forte érosion ultérieure de ces formations. La fin de cette évolution est principalement enregistrée par les remplissages piégés dans les mégadolines du karst des Grands Sotchs du Campestre et du Larzac méridional.

Le Crétacé terminal

Le site de la doline du Luc bas sur le Causse de Campestre montre que l'épisode marin du Crétacé supérieur s'achève par une phase continentale (Bruxelles, 2001). On y observe des oncolithes qui coiffent le Crétacé marin et les marnes à pollens du Santonien supérieur-Campanien décrites dans la poche de la Virene sur la bordure ouest du Causse de Campestre (Alabouvette *et al.*, 1984). Ces formations 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 crétacée (Demangeon, 1959 ; Bogdanoff *et al.*, 1984). A ce stade, les auteurs privilégièrent 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.

3.2.2 La diversité des témoins de l'évolution attribués au Paléocène

Les travaux sur l'effet des mouvements à grand rayon de courbure qui affectent la plaque européenne à la suite de l'ouverture océanique nord-atlantique (Wynns et Guillocheau, 1999), mettent en évidence une période majeure d'altération à la charnière Crétacé-Tertiaire, durant le Paléocène, c'est-à-dire avant le paroxysme pyrénéen.

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, Camus, 2018, in Husson et al., 2018) dont nous aborderons différentes caractéristiques ultérieurement.

Sur le socle, cette altération de type latéritique a conduit au modelage d'une grande partie des paléosurfaces du socle centralien (Wynns, 2015) soumise ensuite à l'érosion. Le produit de cette érosion s'est accumulé sous forme de formations silicoclastiques dans les bassins périphériques, et le bassin des Grands Causses, en contrebas de la Margeride et du Levézou, n'échappe pas à ce modèle (Figure 3).

Par ailleurs, dans le canyon de la Vis, des formes analogues aux Grands Sotchs du Campestre ont fourni des remplissages marins datés du Paléocène (Camus, 2003 ; Peybernès et al., 2003), ce qui confirme qu'il s'agit bien de paléo-formes maintes fois réactivées par des oscillations du niveau de base alternant phases de karstification et phase de colmatage. Cet épisode marin a été confirmé sur le versant méditerranéen des causses et dans les garrigues.

3.2.2.1 Les dragées de quartz, faciès local du « Sidérolithe »

Sur les Grands Causses, des apports détritiques lointains sont matérialisés par des dragées de quartz ovoïdes à cortex rubéfié. Sur les Grands Causses septentrionaux et jusque sur le Blandas, ces apports proviennent en grande partie de la Margeride (Demangeon, 1959 ; Cals et al., 1980). A cette époque, le socle Cévenol n'était pas encore à l'affleurement. Le dépôt initial de ces dragées est une formation silicoclastique, pour laquelle aucun argument paléontologique ne permet 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 découlent de l'altération de cette ancienne couverture silicoclastique aujourd'hui presque entièrement évacuée, ou au mieux, conservée de façon discontinue des sommets les plus hauts des causses jusqu'au fond des dépressions, voire dans l'endokarst, ce qui signe de multiples remaniements.

Ces dragées de quartz doivent leur fort coefficient d'arrondi à une puissante altération et correspondent ainsi à des altérites résiduelles (Camus, 1999, 2001 et 2003). Ces altérites résiduelles se caractérisent par l'homométrie de ces clastes en un endroit donné, leur diamètre pouvant varier d'un site à l'autre de quelques millimètres à quelques centimètres de grand axe.

Ces caractéristiques associées avec la présence concomitante d'enduits et de nodules ferrugineux permettent de les déterminer comme un faciès morphosédimentaire local attribué au « sidérolithe » des auteurs (Demangeon, 1959 ; Coulet, 1969 ; Cadillon, 1970 ; Cals et al., 1980), qui se distingue strictement de celui des galets de quartz d'exsudat livrés par l'érosion du socle cévenol et constitutifs des formations fluviatiles allochtones des causses et des vallées.

Dans le cadre de cette étude, nous avons retrouvé ces dragées de quartz sur le Causse Noir et sur le Causse Bégon de façon très ponctuelle, concentrées dans des paléokarsts ou au contraire de façon très diluée, remaniées et mélangées avec d'autres pétrographies au sein de formations superficielles, principalement remaniées dans de vastes dépressions qui jalonnent de larges vallons secs. Ces dragées de quartz ne constituent pas ici de concentrations suffisantes qui présentent un intérêt en termes d'affleurements pour notre cartographie autrement que pour signer en tant qu'indices résiduels la phase d'altération du « sidérolithe » des auteurs, donc potentiellement la conservation par secteurs de paléosurfaces démantelées.

Ces indicateurs de continentalisation du début du Tertiaire s'opposent à des indicateurs d'une nouvelle ingression marine, ou plusieurs, qui se sont (localement ?) produites avant les principales déformations compressives de la phase orogénique pyrénéenne.

3.2.2.2 Les épisodes marins du Paléocène sur les Grands Causses

Les travaux récents sur les Grands Causses et en Languedoc ont mis en évidence un ou 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 (Figure 7). Les principaux indices correspondent à des dépôts laminés indurés et parfois à des dépôts argilo-silteux contenant une nanoflore datée du Dano-Sélandien (Husson et al, 2012). Ces dépôts sont caractérisés par leur contenu paléontologique, par leur faciès de laminites, souvent oxydées et déformées, mais aussi par leur gitologie intra-karstique et intra-bréchique (Figure 7), sous forme de remplissages qui correspondent à l'enniolement du karst et non à une sédimentation induite par l'hydrodynamique d'un réseau karstique de type gravifuge (Camus, 2003).

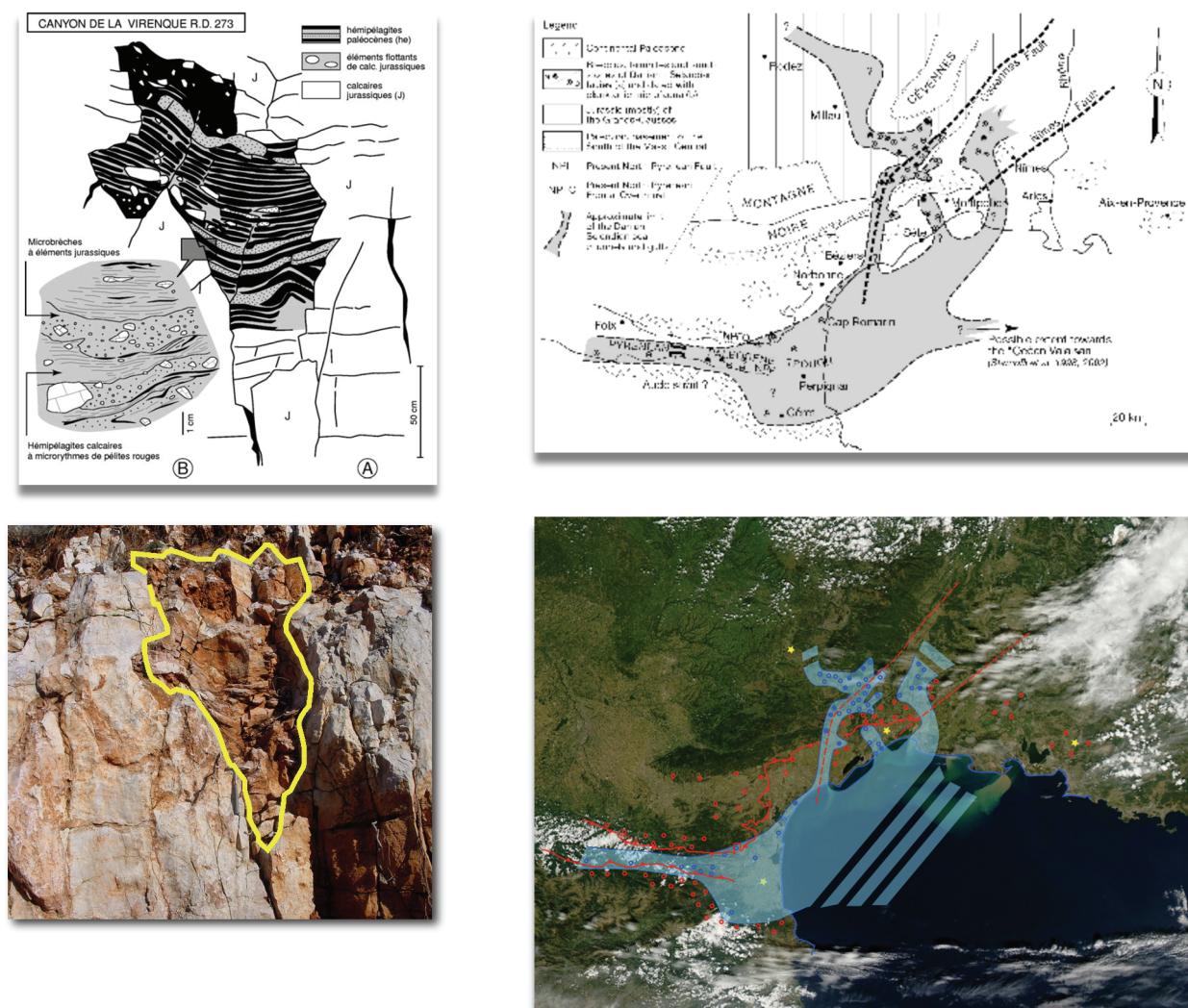


Figure 7 : A gauche, remplissage intra-karstique de laminites à microfaune et nanoflore d'âge paléocène, Causse de Campestre, (à gauche, Peybernès et al., 2003) et cliché correspondant (H. Camus). A droite, extension de la mer interne paléocène du sillon pyrénéen sous forme de bras de mer dans le bassin des Grands Causses (Combes et al., 2007) et report sur image satellite (Séranne, 2004).

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 7) qui ont connu un à trois épisodes d'ingression marine (Combes et al., 2007 ; Husson, 2013).

Sur le Causse Noir, plusieurs paléokarsts ont livré des faciès de laminites analogues. En l'absence de datation, il n'est pas possible de déterminer l'âge de ces formations, mais on peut néanmoins les distinguer des laminites à faciès d'aramonites pour ce qui est de leur composition. On peut dès lors proposer un mode de mise en place de ces dépôts laminés intra-karstiques et intra-bréchiques, et par là, une attribution potentielle à un des épisodes marins postérieur au Jurassique supérieur reconnus sur les causses. Il reste à déterminer s'il s'agit de l'ingression marine du Crétacé supérieur et de celle du Paléocène, question seulement soulevée par les deux faciès macroscopiques observés. Des processus de sédimentation intra-karstique et intra-bréchique analogues pourraient être envisageables dans un milieu lacustre, comme observé en Bas-Languedoc (Camus, 2003), mais aucun événement paléogéographique de ce type n'est décrit à l'échelle des Grands Causses pour les périodes qui nous intéressent, ni pour des périodes plus récentes.

3.2.3 Le processus de fantômisation : la longue préparation du substrat à la karstification

La fantômisation est une altération isovolumique correspondant à un phénomène de diffusion, quasiment exempt de circulation, ce qui permet de conserver *in situ* les éléments les moins solubles. Cette altération conserve le volume initial de la roche par disparition d'éléments solubles et conservation *in situ* d'éléments moins solubles (calcite sparifique, squelette siliceux, cristaux de dolomite).

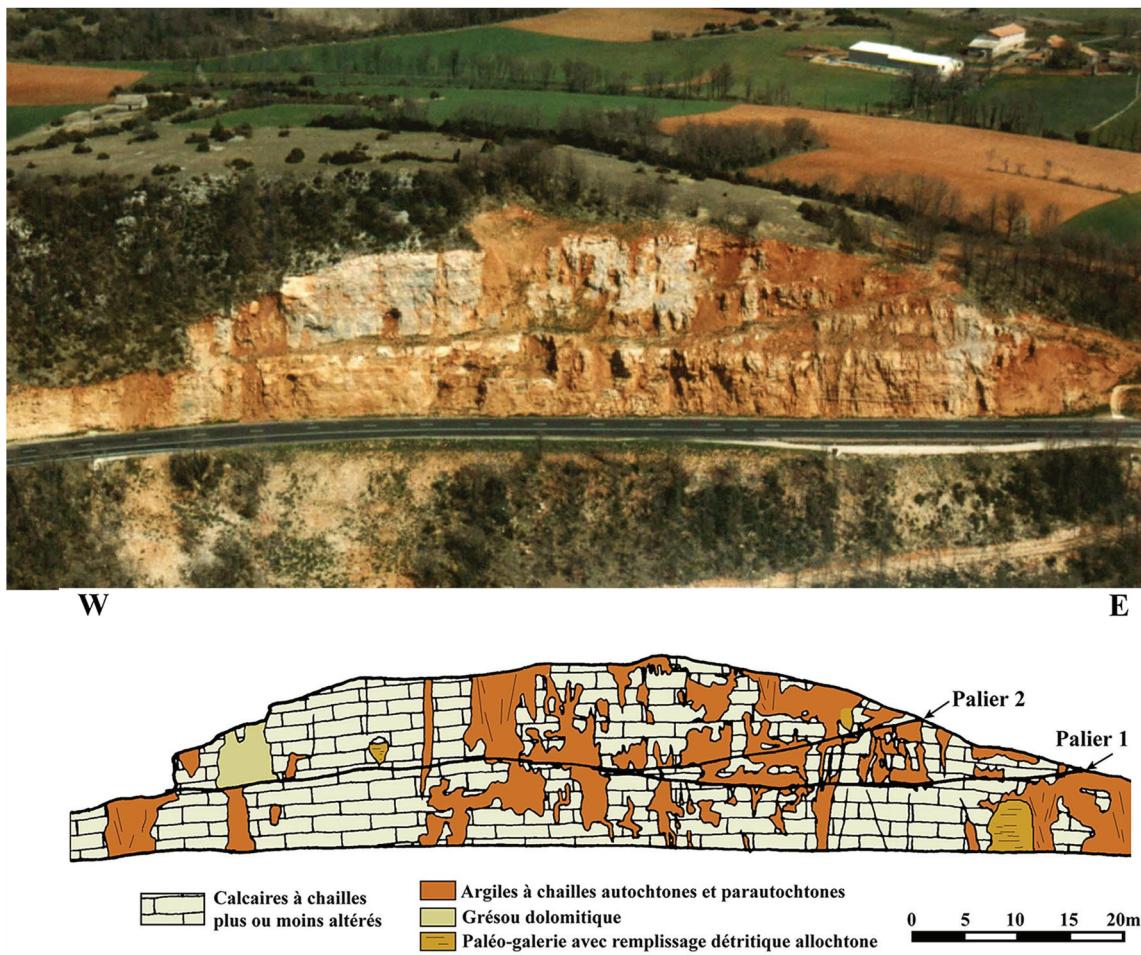


Figure 8 : Fantômatisation du Bajocien de la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 2001).

Le volume dissout se répartit sous forme de pores dans l'ensemble de l'altérite. Ce processus aboutit à la formation d'un « fantôme de roche » correspondant à 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 8), cette altération peut porter la porosité initialement faible de la roche à plus de 75%. La répartition de ces masses altérées est très forte en sub-surface, mais aussi en profondeur sous forme de couloirs d'altération profonde.

Les fantômes de roche sont donc des volumes de roche calcaire ou dolomitique devenue non cohérente et très poreuse.

3.2.3.1 Principaux aspects de la fantômatisation

La fantômatisation des réservoirs carbonatés débute par une phase de type pédogénétique isovolumique, souvent sous une couverture d'altération autochtone, parautochtone 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 qui 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 de 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 St-Affricain 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 fantômerisation présente une composante profonde, au moins partielle à l'échelle du réservoir comme cela a été observé sur la bordure du bassin crétacé supérieur de Dordogne (Bruxelles et Camus, 2014).

En sub-surface, les zones altérées s'organisent en un maillage connecté de grands couloirs d'extension décamétrique à hectométrique (Figure 9). 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.

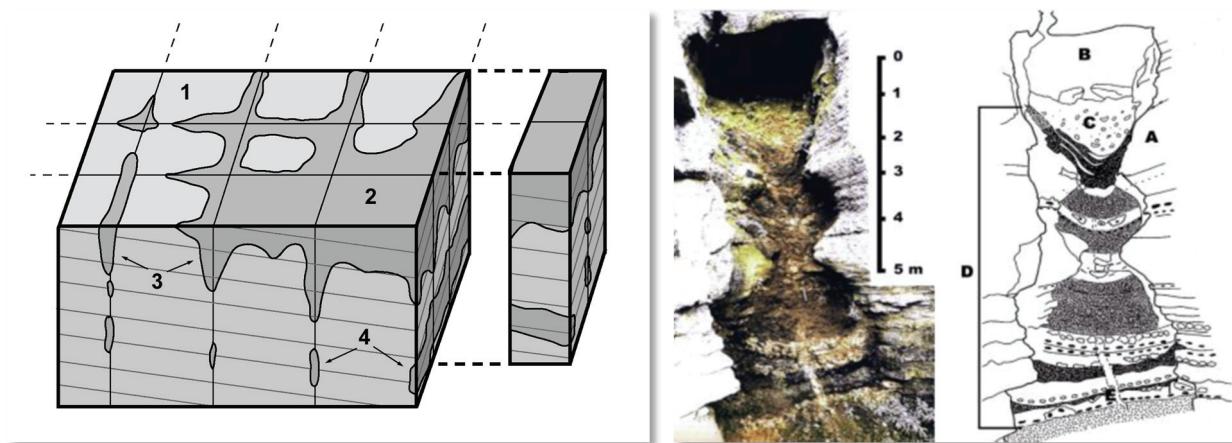


Figure 9 : Bloc diagramme montrant les différents types de fantôme (Bruxelles, 2001) et coupe dans un fantôme de roche en voie de décolmatage pour former un pseudo-endokarst (Vergari 1998, in Quinif, 2010).

La roche saine (1) est parcourue de nombreuses discontinuités (fractures, joints de strates) qui sont exploitées préférentiellement par l'altération. Dans les parties fantômerisées, 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.

En profondeur, ces couloirs peuvent se prolonger vers le bas sous la forme de pseudo-endokarsts, ressemblant à s'y méprendre à une galerie colmatée sous un toit calcaire sain (Figure 9). Néanmoins, ce conduit n'a jamais été vide et le colmatage est constitué par la roche altérée en place (Vergari 1998). Les processus à l'origine de la formation de pseudo-endokarsts sont encore mal définis. Ils mettent en œuvre des réactions d'oxydoréduction (sulfures, matière organique), des migrations de silice et de carbonates mais aussi peut-être une action bactérienne. Ces pseudo-endokarsts sont souvent organisés en labyrinthes de zones altérées qui se calquent sur la fracturation (Figure 10). Processus dominant dans les dolomies, la fantômerisation s'exprime fortement dans d'autres faciès. Ainsi, les calcaires du Lias, les calcaires et les dolomies à chailles du Bajocien (Figure 4) comme les dolomies bathoniennes 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 profonde (§.3.2.4).

3.2.3.2 L'évolution des massifs fantômerisés

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

Ainsi, en surface, le déblaiement des couloirs altérés exhume les parties plus saines et peut aboutir, dans la dolomie des Grands Causses par exemple, à la formation de mégalapiés du type de celui de Montpellier-le-Vieux (Ambert et Ambert, 1995), mais aussi de tous ceux que nous avons reconnus sur les replats topographiques anciens, sur les bordures de corrosion ou sur le versant des buttes karstiques.

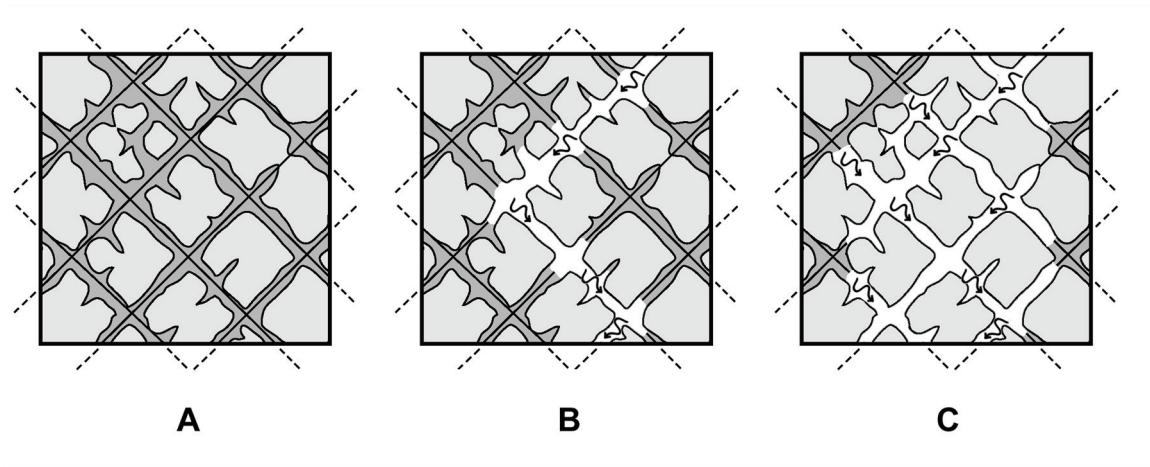


Figure 10 : Plan schématique d'un pseudo-endokarst (Bruxelles, 2001).

Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant tractif), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (A). Puis, l'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidemment des conduits par érosion régressive (B). Progressivement, le maillage tectonique sur lequel s'était calée l'altération se dessine et laisse apparaître un labyrinthe de galeries (C). Les parties trop éloignées des principales circulations restent colmatées par le fantôme.

En profondeur, au niveau des pseudo-endokarsts, l'abaissement relatif du niveau de base et la désaturation du milieu provoquent un tassemement de l'altérite du fait de l'importante porosité. Quand les zones altérées sont surmontées de zones saines pouvant constituer une voûte, il y a formation de pseudo-endokarsts (Figure 9). 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.

Le réseau de conduits altérés est alors décolmaté et réutilisé par de véritables circulations karstiques qui réaménagent les vides et introduisent par soutirage des formations de surface, voire des sédiments allochtones (Figure 10). Cette dynamique d'érosion régressive « souterraine » 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 recouplement de pseudo-endokarst par des fronts de carrière (Quinif, 2010).

L'écoulement évide les parties fantômisées et en quelques mois l'érosion régressive permet la formation de cavités pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres (Quinif et Maire 2007).

A une autre échelle, lors du creusement des vallées, le développement des systèmes de drainage karstique a pu largement bénéficier de ce phénomène (Figure 10). Ainsi, certaines émergences des Grands Causses comme la source du Durzon dans le canyon de la Dourbie ou celles de Beldoire, Fontmaure ou le Rouveyrol dans les Gorges du Tarn ou encore celle de la Sorgues ont une dynamique conquérante par rapport aux autres sources. Elles étendent leur bassin d'alimentation vers l'intérieur des plateaux en vidant les parties altérées de la dolomie et en exportant le sable dolomitique résiduel (Bruxelles 2004 ; Bruxelles *et al.*, 2007 ; Dandurand, 2011 ; Bruxelles et Camus, 2013 ; Camus, 2018, *in* Husson *et al.*, 2018). A la surface du plateau, ces circulations provoquent la vidange de fractures altérées qui rejoignent la surface et forment de nombreux soutirages et avens comme l'Aven du Mas Raynal et la plupart des avens

s'ouvrant dans les « *canaules* » sur le Causse du Guilhaumard par exemple (Bruxelles et Camus, 2013) ou sur le Causse Méjean (Camus, 2018, in Husson et al., 2018).

On retiendra que la longue évolution géologique et géomorphologique des Grands Causses a permis à l'altération d'affecter les séries jurassiques en profondeur. Les faciès les plus favorables à l'extension de ces altérations en surface et en profondeur sont les dolomies et les calcaires siliceux (chailles) du Lias, du Dogger, et dans une moindre mesure du Malm. Ce processus est ainsi à l'origine de la fabrication de certaines formations superficielles mais aussi à l'organisation hydrogéologique du drainage, notamment depuis la mise en place des canyons qui engendre la vidange de ces altérites. Elles participent pour une grande part à l'extension des bassins d'alimentation des sources karstiques qui se partagent le drainage du secteur étudié.

3.2.4 Altérations profondes : mise en place et organisation des couloirs de fantômatisation et des couloirs de brèches

On parle ici des altérations supergénèses ou hypogénèses (Figure 11) 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 & Leveneur, 2011 et 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 de résumer comme suit (Camus, in Camus & Leveneur, 2011 et 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 fantômatisation (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 fantômatisation 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 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*.

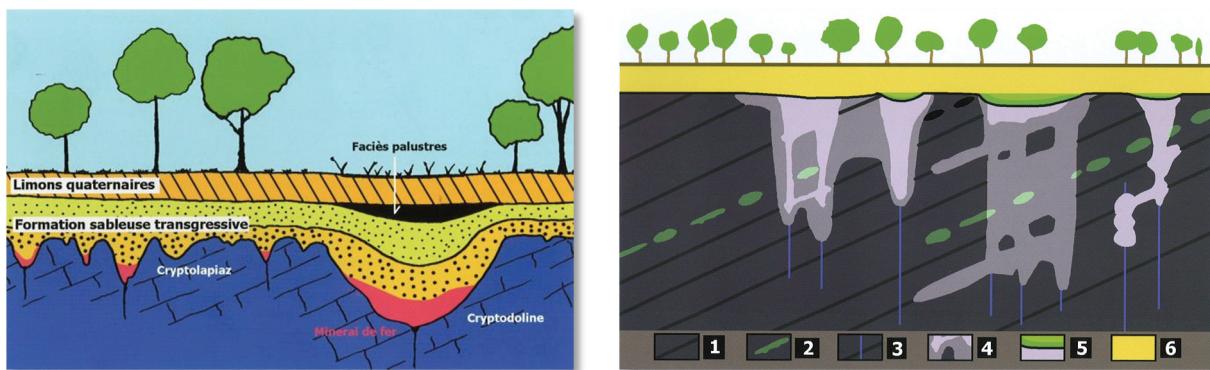


Figure 11 : Développement de l'altération en sub-surface, crypto-lapiaz et crypto-doline (à gauche) et développement en profondeur le long des discontinuités lithostructurales, souvent sous forme de couloirs et de pseudo-endokarsts (Quinif, 2010).



Figure 12 : Couloir d'altération, tranchée de verdure verticale, télescopé par un front de crypto-altération souligné par un mégalapias ruiniforme en voie d'exhumation sur la bordure sud du Causse de l'Hospitalet (cliché H. Camus).

Dès que l'altérité est exportée de ces couloirs d'altération profonde, ils peuvent entretenir des circulations karstiques, parfois caractérisées par des courants tractifs à l'origine du transport et de la sédimentation de dépôts détritiques retrouvés sous forme de laminites dans la paléokarsts intra-bréchiques.

L'organisation de ces couloirs d'altération est en étroite relation avec l'altération prolongée d'une couverture sus-jacente (Camus, 2017). A la surface des Grands Causses et notamment sur leurs bordures, on observe ainsi que l'abaissement du front d'altération crypto-karstique au cours du temps géologique télescope ces couloirs fantômisés ou couloirs de brèches (Figure 11 et Figure 12).

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

3.2.5 L'héritage tropical des surfaces des causses et le rôle de la crypto-altération

Les mégalapiès se retrouvent sur l'ensemble des Grands Causses et sont largement présents sur le Causse Noir et dans les canyons qui l'entourent (Figure 13), notamment sur le célèbre site de Montpellier-le-Vieux ou celui de Roques Altès (Figure 14).

Ces 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 et le rôle au moins initial des paléoclimats tropicaux. Ces caractéristiques ont été reconnues comme les témoins des morphogenèses néogènes (Enjalbert, 1967 ; Lehmann, 1970 ; Schwarz, 1971 ; Ambert, 1990 ; Ambert M. et P., 1995).

Ces ruiniformes sont des lapiés géants ou mégalapiés, résultant d'une puissante crypto-altération associée à une altération par fantômerisation en sub-surface. Ils révèlent l'extension et l'intensité de la crypto-altération qui a affecté la diversité des faciès affleurant à la surface des Grands Causses, notamment les calcaires à chailles du Lias et du Dogger (Bruxelles 2001 et 2007), mais qui a été mieux conservée dans les dolomies.

Sur le Causse Noir, les mégalapiès dolomitiques s'étendent largement sur les termes du Bathonien et du Malm, révélés dans des dépressions fermées comme le Sot de Tride (Figure 13). Dans les canyons, ces reliefs ruiniformes cisèlent la double corniche des « dolomies inférieures » du Bajocien et « dolomies supérieures » du Bathonien (Figure 13). L'intensité de l'altération de ces dolomies est bien visible tant en sub-surface, qu'en profondeur, comme dans les gorges du Tarn, de la Dourbie ou de la Jonte qui recoupent de nombreux couloirs d'altération fantômisés ou bréchifiés.

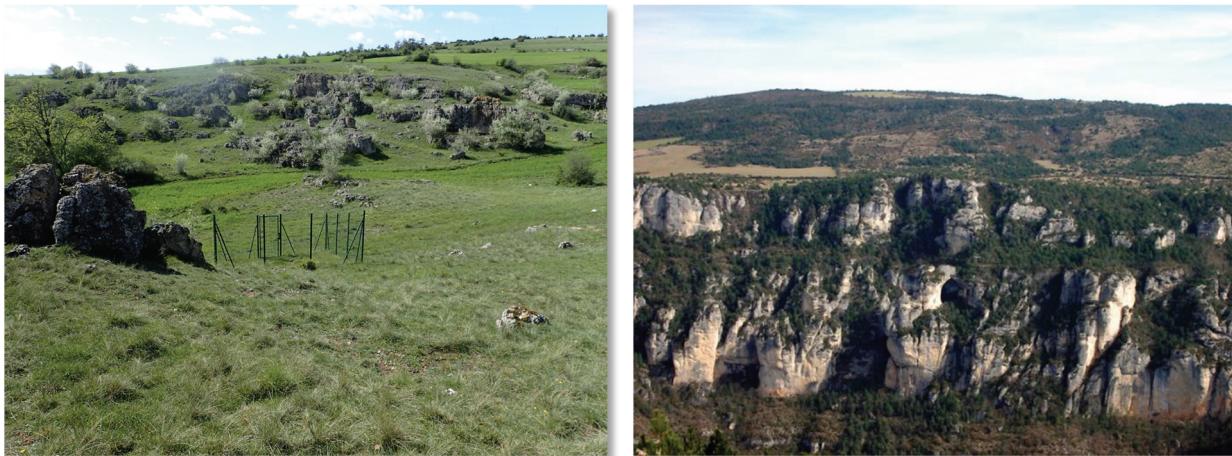


Figure 13 : Mégalapiès ruiniformes dans la canaule du Sot de la Tride (cliché de gauche). La crypto-altération s'étend sur de grandes surfaces, en s'abaissant, ce front d'altération télescope les structures d'altération en couloirs visibles sur les corniches du Causse Noir, comme dans le canyon de la Jonte (cliché de droite).

3.2.5.1 Description morphologique les rajols et les canaules

Dans ses travaux, Paul Ambert isole deux formes primaires pour lesquelles il emploie à juste titre la terminologie vernaculaire des causses (Ambert, 1982). Dans les deux cas, l'exhumation des pinacles procède de l'érosion et du soutirage du sable dolomitique :

- **Les Rajols (Rajals) :** à l'exemple de Roques Altès (Figure 14), ce sont des reliefs plus ou moins arrondis, de quelques dizaines à une centaine de mètres de hauteur, hérisssés de quilles dolomitiques. Elles correspondent à des buttes karstiques qui émergent des replats nivelés par la crypto-corrasion, comme le Roc du Castel au Caylar, sur le Causse du Larzac. Ils peuvent former des escarpements en forme de remparts au tracé irrégulier et correspondent alors à des corniches des bordures de corrosion comme le site de Nîmes-le-Vieux sur le Causse Méjean.
- **Les Canaules :** plus fréquentes, ces formes s'ordonnent généralement sur un même plan horizontal (fond de poljé, banquette de corrosion), en contrebas des *rajols*. Ce sont des couloirs labyrinthiques, calqués sur la fracturation, dont la profondeur peut dépasser une vingtaine de mètres. Les plus connues de ces formes, comme Montpellier-le-Vieux sur le Causse Noir ou Les Canalettes sur le Larzac, occupent des surfaces importantes. Elles peuvent se prolonger horizontalement par des grottes ou en profondeur par des avens. Du fait de son mode de genèse, chaque canaule est drainée en profondeur par une forte épaisseur de sable dolomitique. Elles abritent toute potentiellement une ou plusieurs pertes plus ou moins active, notamment en ce qui concerne les *canaules* qui se développent au pied des bordures de corrosion qui limitent les paléo-poljés.



Figure 14 : Rajols ou rajals, ici sous forme de butte sur le site de Roques Altès.

3.2.5.2

Genèse et évolution des mégalapiès

Ces formes, sont caractéristiques des paysages du Causse du Noir dans sa partie ouest et sur les sites de Montpellier-le-Vieux et de Roques Altès où elles accidentent les anciens replats morphologiques, sous forme de *canaules* ou de *rajols* isolés. Au pied des bordures de corrosion, certaines *canaules* dans des dépressions endoréiques démontrent le rôle majeur du soutirage dans l'exhumation de ces ruiniformes. Partout où on les observe, ils indiquent une forte capacité à évacuer les couvertures de sable dolomitique par ruissellement et par soutirage.

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, 1972, 1975, 1977).

Dans le cas des dolomies des Grands Causses, la couverture à l'origine de cette crypto-altération peut être allochtone, paraautochtone, 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, appelé *sabel* ou *grésou*.

Ces sables dolomitiques résultent d'une altération sous couverture assistée par une altération *in situ*, par diffusion au sein de la masse dolomitique de type "fantômisation" (Vergari et Quinif, 1997 ; Quinif *et al.*, 1997 ; Bruxelles L. et S., 2003). Dans le cas 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 le temps long, ainsi qu'un faible gradient hydraulique garantie par la proximité du niveau de base, au moins localement.

Les conditions de cette crypto-altération permettent ainsi la dissolution des dolomies dans une nappe suspendue au sein de cette couverture. Elle agit de manière différentielle :

- à l'échelle cristalline, la dolomie étant un carbonate double de calcium et de magnésium avec un réseau cristallin de sparite et de micrite, elle connaît une dissolution préférentielle dont résulte la production de sable dolomitique constitué de cristaux de dolomite, le *grésou* ;
- à l'échelle macroscopique et à celle des secteurs broyés, les dolomies les plus solubles sont transformées en *grésou* formant les futurs couloirs (*canaules*) ou 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 mégalapiés.

Age 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, c'est à dire pendant le Néogène, dans une ambiance tropicale humide. Avec l'abaissement du niveau de base et l'exhumation des mégalapiés, 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 épaisse au centre des plateaux ou dans des dépressions mal drainées, pouvant même connaître des inondations récurrentes.

L'ancienneté de ces mégalapiés est confirmée par les formations basaltiques. Nous reprenons ici l'exemple de l'Escandorgue déjà utilisé pour l'étude hydrogéologique du Causse du Guilhaumard (Bruxelles et Camus, 2013). « *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 et Ambert, 1995) scelle des mégalapiés 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 canaules 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.* »

A l'échelle du Causse Noir comme à celle des Grands Causses, on peut considérer que les conditions de la genèse de ces mégalapiés les mettent en étroite corrélation avec le développement de paléo-poljés entourés de reliefs de buttes karstiques, paysages classiques des karsts tropicaux. 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 dont le creusement débute au Miocène.

3.2.6 Age du creusement des canyons et creusement diachrone des vallées périphériques

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

- l'incision des canyons qui tranchent l'entablement calcaire et dolomitique des Grands Causses au cœur des massifs calcaires et dolomitiques ;
- le creusement des vallées périphériques qui déchausse les massifs karstiques au contact du socle ou des termes marneux portés à l'affleurement dans l'axe des anticlinaux par exemple.

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.

Par ailleurs, la datation de l'enfouissement des quartz contenus dans les remplissages karstiques par la méthode des cosmogéniques (Sartegou, 2017) permet de vérifier que les canyons étaient amplement incisés en plein Pliocène, ce qui relègue l'implantation et l'impression des vallées principales des causses à la fin du Néogène.

3.2.6.1 Témoins de l'entablement des Grands Causses à leurs marges

Les remparts formés par les bordures des Grands Causses sont scellés par des formations qui repoussent l'essentiel de l'incision fluviatile au-delà de la charnière Plio-Quaternaire.

La série des travertins de Millau

Ces travertins, liés à des exsurgences karstiques latérales à la rivière et associés aux formations fluviatiles qu'ils recouvrent, constituent un modèle privilégié pour l'étude de l'évolution du réseau hydrographique sur la bordure atlantique des Grands Causses. En aval du Causse Noir, la série des travertins de Millau permet ainsi d'appréhender les rythmes du creusement des gorges du Tarn durant le Quaternaire (Figure 15).

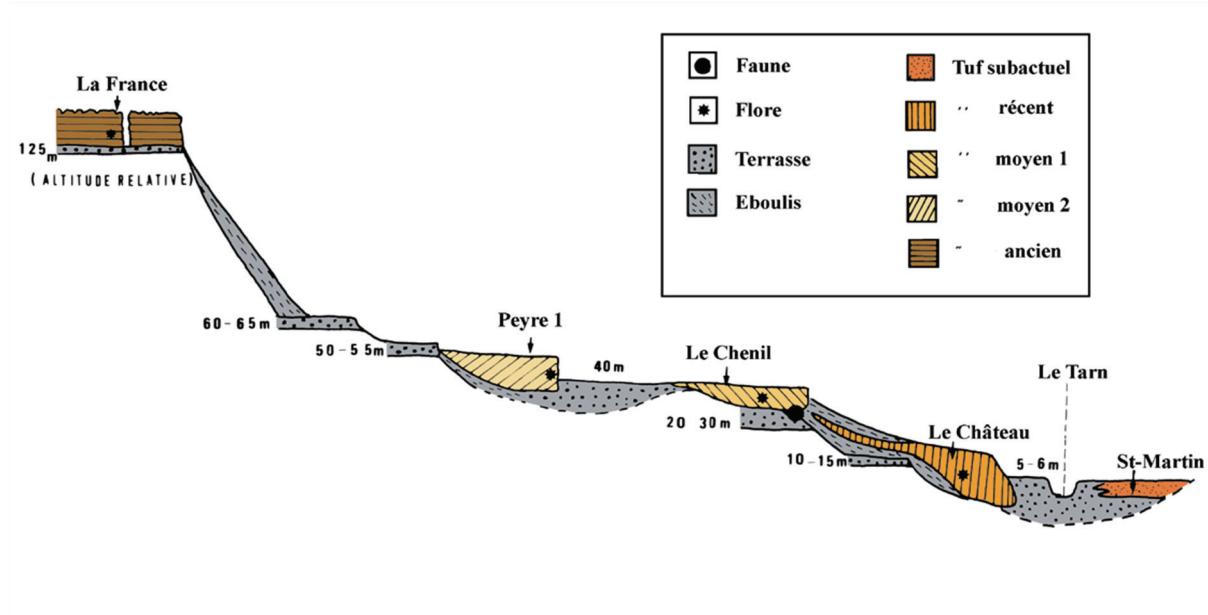


Figure 15 : Coupe synthétique des travertins de Millau (d'après Ambert, 1991)

Cinq phases principales de morphogenèse carbonatée sont identifiées (Ambert, 91) :

- Les travertins du château de Creissels (stade 2, au-dessus des accumulations travertineuses du fond de vallée actuelle), fossilisent la terrasse de 10-15 m et sont datés par U/Th de 222 000 ans (+ 44 000, -33 000).
- Les travertins du Chenil, témoins du stade 3, scellent deux niveaux alluviaux, celui de 20-30 mètres et celui de 40 mètres. Deux datations permettent d'attribuer à cette formation un âge supérieur à 350 000 ans. Cette estimation caractérise l'ensemble des travertins ayant livré des dates plus anciennes que 350 000 comme les travertins de la Rouquette (6 datations).
- A Peyre, les alluvions du niveau 40 mètres du Tarn s'adossent au contraire sur une dizaine de mètres de haut, contre la base de la table de travertins, épaisse ici de près de 20 mètres. Les travertins de Peyre sont donc plus anciens que ceux du stade du Chenil et correspondent à un stade 4. Cette estimation est confirmée par des datations U/Th supérieure à 350 000 ans associées à un paléomagnétisme à dominante négative. Ceci

situe leur âge au-delà de la limite de l'inversion de Bruhnes-Matuyama, c'est-à-dire plus vieux que 720 000 ans.

- Le Plateau de France, le plus élevé, est le plus ancien. Il constitue le stade 5 et fossilise des formations alluviales du Tarn en totale inversion de relief. Leur base est située à 125 m d'altitude relative, en surplomb direct du cours de la rivière actuelle, soit vers 490 m NGF. Le sommet de l'entablement du travertin dépasse légèrement 500 m d'altitude indiquant une petite aggradation du lit du Tarn à cet endroit.

La situation altitudinale et la datation du travertin de Peyre permettent donc d'évaluer un creusement de la vallée d'une quarantaine de mètres en 720 000 ans au minimum. La position du travertin de Peyre permet également d'apprecier l'importance de l'incision antérieure, de plus de 80 mètres, depuis le plateau de France. La formation de ce dernier peut de ce fait être attribuée à une période très ancienne du Quaternaire.

Ainsi, depuis cette époque, le creusement du Tarn atteint 125 mètres alors qu'il est inscrit de 250 mètres sous le rebord des causses. Cette valeur peut donc être imputée au creusement pré-Quaternaire, aux limites près de l'incertitude concernant la datation du Plateau de France en attendant de nouvelles datations des alluvions enfouies sous cet édifice de travertin par la méthode de la dégradation des isotopes cosmogéniques (en cours).

Les travertins de Millau permettent ainsi de souligner la faiblesse du creusement postérieur du Tarn lors des principales phases de la morphogenèse périglaciaire régionale.

Les volcans de l'Escandorgue

Le volcanisme est un pourvoyeur privilégié d'informations paléogéographiques grâce aux possibilités de datations isotopiques, mais aussi en raison du caractère archéométrique des coulées qui scellent les paléo-topographies contemporaines. Sur la bordure sud du Larzac, il nous renseigne sur l'état de l'entablement des Causses à la charnière Plio-Quaternaire.

Il est ainsi démontré (Ambert, 1991) que les coulées de l'Escandorgue méridional scellent les morphologies de vallées sur la bordure sud des Grands Causses. Ce réseau hydrographique est caractérisé, en particulier, le secteur de Bernasso, dont l'âge a pu être précisé (Ambert et al., 1991), par des gorges étroites de 100 mètres de profondeur creusées dans l'Hettangien.

A l'échelle de la bordure méridionale des Causses, l'entablement calcaire est scellé par le dispositif en escalier de ces coulées datées à 2,05 Ma à leur base. Les morphologies enfouies et les dépôts qui les recouvrent enregistrent un dénivelé de l'ordre de 300 m, ce qui montre l'ampleur du réseau fluviatile creusé aux marges sud du Larzac existant déjà au Pliocène.

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

L'apport du volcanisme est ici encore fondamental et converge avec les enregistrements sédimentaires néogènes du Bas-Languedoc (Ambert, 1991 ; Séranne et al., 2002).

Témoignages et hypothèses concernant l'état des gorges à la fin du Miocène

Au niveau des gorges du Tarn, le volcanisme offre d'autres éléments d'appréciation pour cerner le début de l'incision des vallées des Grands Causses (Ambert, 1991). Le volcan d'Azinières (Figure 16, A), situé sur le Causse Rouge, est daté du Miocène supérieur à 5,75 Ma (Gillot, 1974), âge récemment confirmé (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 (Messinien-Tortonien ?) la mise en chantier du creusement des gorges était effective.

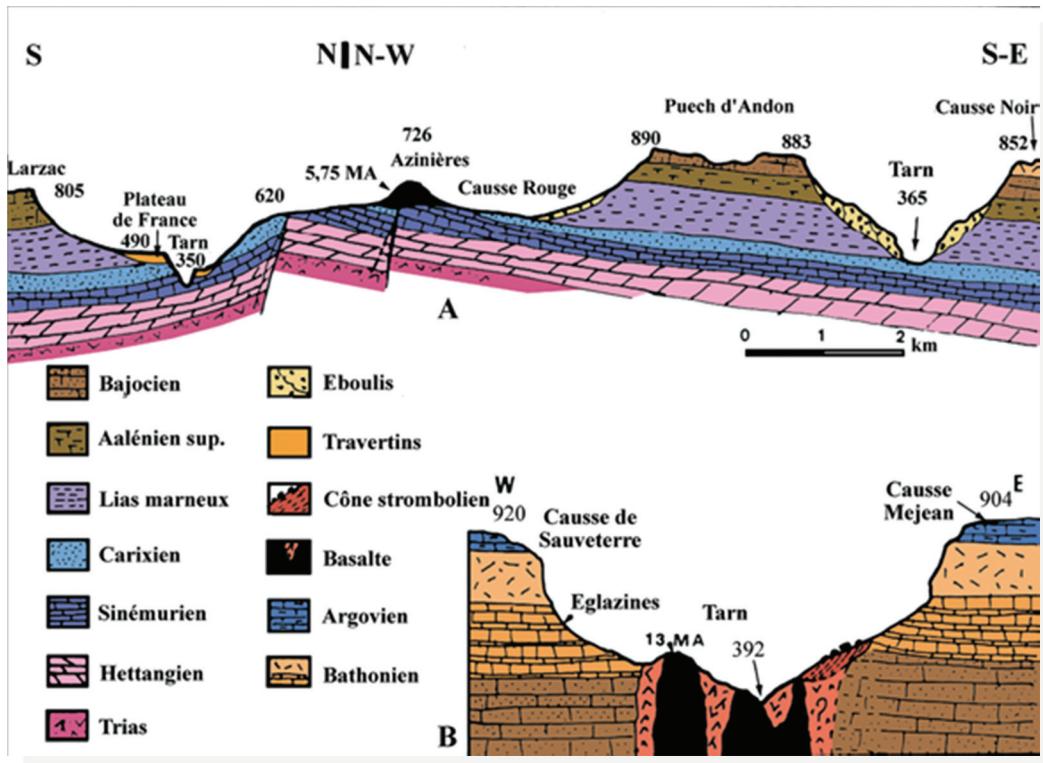


Figure 16 : Eléments de datation du creusement du canyon du Tarn (modifié d'après Ambert, 1991) :

A - dans le secteur du volcan d'Azinières (Millau) ; B - au niveau du volcan d'Eglazines.

Le témoignage convergent du volcan miocène d'Eglazines

Situé dans le canyon du Tarn, un peu avant la confluence de la Jonte au pied des Causses du Massgros, du Causse Méjean et du Causse Noir, l'édifice volcanique d'Eglazines a été daté de 13 +/- 0,4 Ma (Gillot, 1974), puis de 14,0 +/- 0,3 Ma (Dautria et al., 2010). Il est composé d'une structure souterraine (diatème, dykes, brèches) révélée postérieurement par l'érosion, sous-jacente à des éjectas volcaniques incontestablement aériens (pélérites phréatiques, éjectas stromboliens, brèche d'écoulement). Ces éjectas s'appuient contre l'encaissant jurassique avec de fortes pentes, à la limite du talus d'équilibre (Figure 16, B). Ce sont des dykes qui traversent les brèches de pipe phréatomagmatiques qui ont été datés.

L'état exact du creusement des gorges, antérieur au volcanisme reste cependant difficile à préciser. 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 précédentes. Vu la profondeur du diatème par rapport à la surface des causses, la préexistence du Tarn demeure le meilleur moyen d'alimenter en eau (au niveau de pertes) une éruption phréatomagmatique du type maar comme celle d'Eglazines. Aussi, dans l'état actuel des connaissances, au regard du témoignage d'Azinières et des travertins de Millau, le contrôle de la volcanogenèse par un réseau hydrographique déjà ébauché apparaît comme une hypothèse possible même si on ne peut pas encore parler de canyon. Il faut donc rechercher les témoins morphosédimentaires de cette évolution fluviatile ancienne.

L'appoint des formes et formations fluviatiles (Tertiaire)

Toutes les formations à galets arrondis ne constituent pas des témoins fluviatiles sur les Grands Causses. Nous avons déjà vu que le stock silicoclastique résiduel à la surface des causses pouvait avoir une origine ancienne héritée de l'histoire des dépôts du Crétacé des causses associés à l'altération du « sidérolithe » des auteurs (Coulet, 1969 ; Rouire, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Cals et al., 1980). Il est possible d'isoler plusieurs types de formations, d'origines très diverses (Bruxelles, 2001 ; Camus, 1999 et 2003) dont certaines seulement peuvent être qualifiées de « fluviatiles ». Présents à la surface des causses, dans plusieurs canyons des Grands Causses, en contrebas des lèvres de canyons ou encore piégés dans les cavités karstiques perchées, ils restent les marqueurs des actions hydrodynamiques révolues.

Quatre types de formations fluviatiles précisent les modalités et l'âge du creusement des canyons :

- Les épandages détritiques à la surface des plateaux sont classiquement attribués depuis Martel à des paléo-écoulements fluviatiles aériens 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. Notons que ce type de dépôt fluviatile a continué à se mettre en place sur le Causse Noir ou sur le Causse Campestre, après l'incision des canyons majeurs. Dans le cas de la Garène à Lanuéjols, des vallons du petit causse de Canayère ou des amonts de la Vireneque, ces dépôts peuvent être extrêmement récents puisque qu'ils sont transportés par des cours d'eau toujours en connexion topographiques avec les amonts pourvoyeurs.
- Les témoins fluviatiles du début de l'incision des gorges sont reconnus en de nombreux points sous forme de très hautes alluvions des gorges caussenardes. Mise à part quelques exemples de divagations proches des contacts cévenols ou sur des affluents secondaires comme la Vireneque (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles et Camus, 2013), ces témoins soulignent le tracé hydrographique fixé par l'incision des gorges, notamment sur les axes fluviatiles principaux constitué par le Tarn, la Dourbie ou la Vis par exemple. Ces témoins alluviaux ne fournissent pas, comme le volcanisme, de datations précises, mais ils vont dans le sens d'un continuum de l'évolution du creusement des canyons (Ambert et al., 1978 ; Ambert et al., 1997). Ils rendent caduque, de fait, l'hypothèse d'une évolution des gorges par foudroyage d'un cours initialement souterrain et avec les recoupements de méandres sont de très bons arguments de l'évolution aérienne des gorges, comme dans la Vis (Ambert et al., 1978).
- Les témoins fluviatiles des stades d'incision des canyons peuvent être piégés dans les cavités perchées qui ont été parcourues par des cours d'eau souterrains. Il s'agit de remplissages fluviatiles qui peuvent faire l'objet de datation de l'enfouissement des quartz protégés du bombardement cosmogénique (Sartegou, 2017 ; Mascles, 2018). Des âges d'enfouissement de l'ordre de 1,5 à 3,5 Ma sont mesurés dans des réseaux comme Dargilan (1,67+-0,28 Ma, 3,43+-0,26 Ma, 3,60+-0,23 Ma) ou la grotte du Devès Meijo (2,46+-0,25 Ma, com. orale L. Bruxelles) respectivement situés 140 à 160 m au-dessus du talweg actuel de la Jonte (Sartegou, 2017). Là aussi, le recours à cette méthode peut devenir abusif dans le cas où ces remplissages de quartz datés ne correspondent pas à des dépôts de rivière. La nature sédimentologique des échantillons (alluvions vs produits de soutirage) et les évidences de remaniement de différents stocks de quartz sur un même site incitent à la plus grande précaution et à l'analyse stratigraphiques des dépôts prélevés pour ces datations. Il faut ajouter à ce type de dépôts, les alluvions scellées sous les coulées de basalte ou les édifices travertineux comme le Plateau de France qui peuvent être datés avec la même méthode.

- Les dépôts fluviatiles deltaïques à forte proportion de galets de quartz de la basse vallée de l'Hérault sont rapportables à ces épandages détritiques de plateaux (Ambert, 1995, Camus, 2003, Baschet, 2001, Séranne et al., 2002). Dès la charnière oligo-aquitaine (Aguilar, 1981 ; Welcome 1993), des apports exogènes sont piégés dans le bassin de l'Hérault. Ils deviennent abondants avec l'invasion marine de ce bassin lors de l'ouverture de la Méditerranée occidentale au Burdigalien. Les séries détritiques sont constituées de galets bien roulés (quartz, lydiennes, chailles et calcaires jurassiques). Cet apport exogène, le premier du domaine néogène régional, matérialise le début des transits concentrés de matériel allochtone à travers le Larzac (Camus, 2003 ; Séranne et al., 2002). Il s'accorde en outre assez bien avec celui de la première phase de creusement des gorges déduite de la position et de l'explosivité du volcan d'Eglazines.

Ainsi, il est désormais permis de considérer, au vu de ces arguments convergents, que dans le creusement des vallées régionales, la part qui revient au Néogène dépasse très largement celle attribuable aux morphogenèses quaternaires.

3.2.6.3 Datations des alluvions fluviatiles des Grands Causses

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 ; Ambert et al., 1997 ; Camus, 1999).

Cavités	Site	Altitude	Commandement	Méthode	Ages cosmo	Ech
Amelineau	Jonte	595	+5 m +15 m, lit sec, écoulement à -40 m		0,47+-0,28 Ma 3,35+-0,44 Ma	AME1 AME2
Aireta	Jonte	631	+117		1,37+-0,28 Ma 1,96+-0,58 Ma	AIR2 AIR1
Dargilan	Jonte 2 sites	861	+140 Mélange alluvions et sidérolithique		1,67+-0,15 Ma 3,43+- 0,26 Ma 3,6+-0,23 Ma	DAR1b DAR2 DAR3
Jasse de Rabier	Jonte				2,16+-0,53 Ma 3,38+-0,71 Ma	JAS1 JAS2
Poujols	Jonte				2,33+-0,25 Ma	POU1
Nabrigas n°2	Jonte		Proximité surface, fort remaniement : Non valide		3,96+-0,25 Ma 2,94+-0,48 Ma 2,77+-0,56 Ma	NG2-1b NG2-2 NG2-2b
Devès Meijo	Jonte	684/721	+160 ?		2,46+-0,25 Ma	JON ?
Chèvre	Jonte	780	+192			
Aubrets	Jonte	815	+218			
Baume Gironde	Tarn	830	Au-delà de la limite	26Al/10Be 21Ne/20Ne	>8,39+-1,04Ma 9,77+-0,94 Ma	BG1 BG1
Baumes Chaudes	Tarn	757	50 m < plateau + 350-400 m	21Ne/20Ne 22Ne/20Ne	8,22+-0,55	BAU3

Tableau 3 : Résultats de datations par la méthode des cosmogéniques 26Al/10Be et 21Ne/20Ne de remplissages à quartz dans les cavités du canyon du Tarn et du canyon de la Jonte (Sartegou, 2017).

Néanmoins, 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 et le rapport 10Be/26Al qui permet de savoir depuis combien de temps des quartz piégés dans l'endokarst ont été protégés du bombardement cosmogénique. Les récents travaux de Amandine Sartegou en collaboration le CDS 48 ont livré un âge d'enfouissement plus vieux que 8,39 Ma, c'est-à-dire très largement au-delàs de la méthode, dans la Baume Gironde

située sur les lèvres du canyon du Tarn vers 830 m NGF. Une datation a donc été tentée avec le rapport isotopique $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ qui a livré un âge d'enfouissement de $9,77 \pm 0,94$ Ma pour les mêmes remplissages, mais cette méthode de datation reste encore à valider.

D'autres datations ont été réalisées dans plusieurs cavités dans la Jonte (Tableau 3), dont celle du Devès Meijo située à +160 m du talweg et qui a donné un âge de 2,5 Ma. Ces deux sites permettent de confirmer qu'une grande partie de l'incision, au moins jusqu'au tiers inférieur des gorges, était déjà acquise au Pliocène. Cela prouve l'existence d'un réseau de vallée, pas encore celle de canyons, bien avant 8 Ma, soit avant ou pendant le Tortonien. Ces âges devraient être précisés par de nouvelles tentatives de datations basées sur d'autres isotopes cosmogéniques.

Remarque sur la datation de l'enfouissement des quartz :

Là aussi, le recours à cette méthode peut devenir abusif dans le cas où ces remplissages de quartz ne correspondent pas à des dépôts de rivière. Par exemple, des épandages d'altérites quartzeuses peuvent être soutirés dans le karst sans rapport direct avec le passage d'un cours d'eau, et encore moins avec le niveau contemporain du talweg des canyons principaux. Par ailleurs, les galets, graviers et sables quartzeux peuvent être remaniés à mainte reprise à travers le karst depuis leur enfouissement initial. Seuls les dépôts strictement identifiés comme dépôts fluviatiles inféodés au talweg des canyons fournissent une information interprétable en termes de creusement. Des travaux récents (Sartegou, 2017) illustrent la difficulté de leur interprétation. Des âges d'enfouissement des quartz qui tournent autour de 500 ka entre 5 et 15 m au-dessus du talweg de la Jonte dans la grotte Amelineau, en mélange avec des âges plus vieux que 3 Ma, donc difficiles à interpréter en raison de l'évidence de remaniements. Toujours dans le Canyon de la Jonte, la grotte de Dargilan a livré des âges d'enfouissement de 1,67 Ma et de 3,4 à 3,6 Ma vers 140 m au-dessus du talweg et la grotte du Devès de Meijo, un âge de 2,5 Ma environ 160 m au-dessus du talweg (com. Orale L. Bruxelles). Là, l'évidence de l'ancienneté du creusement au-dessus de ces cotes semble établie, mais avec des questions : il se passe autant de temps entre l'enfouissement des différents stocks quartz sur un même site que depuis la mise en place des plus récents à cette altitude et la position actuelle du talweg. Donc, certaines de ces dates peuvent correspondre l'enregistrement de l'altitude du talweg lors du dépôt fluviatile des quartz et d'autres correspondent de fait à d'autre processus de transit sédimentaire dans le karst.

3.2.6.4 Implications paléogéographiques

Ces résultats s'accordent avec les travaux basés sur l'analyse géologique de ces incisions à l'échelle régionale entre l'Ardèche et les Grands Causses, mais sont en total désaccord avec les interprétations basées sur les modélisations de taux d'incision réalisés dans la Montagne Noire (Larue, 2007), mais qui se trouvent hors contexte géodynamique, ou dans le massif de la Séranne (Malcles, 2017), analyse qui ne prennent pas en compte la donnée géologique. En outre, au moment où est rédigé ce rapport et en attente de nouvelles datations confirmant ou infirmant les résultats récemment obtenus (Sartegou, 2017), ces résultats s'accordent assez bien avec celui de la première phase de creusement des gorges du bassin versant atlantique déduite de la position et de l'explosivité du volcan d'Eglazines et de l'archéométrie du volcan d'Azinières.

Au vu de ces arguments convergents, il est désormais permis de considérer que dans le creusement vertical des vallées régionales, la part qui revient au Néogène dépasse très largement celle attribuable aux morphogenèses quaternaires même si leur impact érosif peut être significatif en termes de volume, mais beaucoup moins en termes de verticalisation. Si l'ancienneté des paléo-vallées préfigurant le réseau hydrographique moderne ne fait plus de doute, la phase d'incision en canyon qui s'est réalisée en domaine karstique, reste à préciser.

Les premiers résultats de datation par mesure de l'enfouissement de matériel fluviatile dans l'endokarst par la méthode de la dégradation des isotopes cosmogéniques (rapport $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ et $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$), permettent de vérifier en différents endroits, comme dans la Jonte, qu'avant la fin du Pliocène, l'essentiel du creusement du réseau de canyons était acquis. Par ailleurs, si l'influence de l'incision quaternaire reste contenue au tiers inférieur des canyons majeurs, celle du Pliocène correspond à la période de stabilité en haut niveau marin la plus longue qu'aït connu le réseau hydrographique moderne et celle du Messinien demeure difficile à envisager de part et d'autre de la limite de partage des eaux entre Méditerranée et Atlantique. Ceci recule encore dans le temps la mise en place des canyons constituant les drains

majeurs représentés par le Tarn sur le versant atlantique et par la Vis sur le versant méditerranéen, les autres organismes fluviaires étant affluents de ces drains.

Enfin, on observe au passage que les dépôts de très haut niveau soulignent un drainage fluviaire dans l'axe des principaux canyons qui traversent par le centre, les masses calcaires et dolomitiques. Ces gouttières fluviales au tracé très linéaire avec peu, voire pas d'affluents sur de grandes distances, constituent un préalable à l'initiation, puis à l'extension du petit nombre de leurs affluents développés en périphérie des massifs karstiques. C'est particulièrement le cas de ceux de ces affluents qui assurent la déconnexion topographique des causses et de leurs amonts cristallins, ainsi que le développement des reculées karstiques qui échancrent les bordures des causses.

3.2.7 Vallées périphériques, combes et reculées karstiques

Les bassins versants imperméables tributaires des canyons karstiques du Tarn et de la Vis traduisent une puissante dynamique d'érosion régressive à l'origine du creusement du réseau hydrographique à la limite du socle cévenol, dans les combes structurales et parfois sous forme de reculées karstiques. Ces vallées de contact, « Valats » ou combes exploitent ainsi par érosion différentielle les contacts structuraux avec le socle ainsi que les axes anticlinaux (Ball, 1973, Camus, 2003, Bruxelles, 2007, Bruxelles et Camus, 2013). Ces bassins versants secondaires répondent à la définition de « vallées périphériques » (Camus, 2003), sous-entendu périphériques aux massifs karstiques traversés par leur centre par les canyons karstiques caussenards.

Les affluents de rive gauche du canyon karstique du Tarn drainent ainsi des bassins versants imperméables en périphérie des plateaux calcaires et dolomitiques du Causse Méjean, du Causse Noir et du Larzac : citons les bassins versants imperméables du Tarnon, de la Dourbie, du Cernon ou de la Sorgues, dont les contextes structuraux sont divers, mais qui partagent un même point commun, à savoir le caractère imperméable, insoluble et peu cohérent des lithologies dans lesquelles ils se développent.

La mise en place et le développement de ces bassins versants tributaires procèdent d'une puissante dynamique d'érosion régressive au dépend de ces roches peu cohérentes en périphérie des massifs karstiques aboutissant au déchaussement de ces derniers. Cette dynamique implique, vu les différences de vitesse et de modalités d'érosion dans les calcaires durs et dans les roches non karstifiables moins dures et insolubles, un décalage dans le temps, sinon le réseau hydrographique dans son entier se serait développé par érosion différentielle dans les terrains les plus friables, délaisant les entablements caussenards. De ce fait, l'incision préalable des canyons karstiques s'impose car elle permet d'assurer l'évacuation fluviale des insolubles vers les secteurs de dépôts des terrasses et des plaines alluviales situés en aval.

Donc d'un point de vue dynamique, l'extension de ce néo-réseau de « vallées périphériques » qui se propagent en bordure des massifs karstiques, est initiée à partir des axes de drainage préalablement constitués par les fonds de canyon karstiques (Camus, 1999, 2003 et 2010), comme on l'a précédemment vu, hérités du Néogène sur les deux tiers supérieurs de leur commandement.

Par ailleurs, cette dynamique de reculée hydrographique par sapement et déchaussement des massifs calcaires s'accorde plus avec une phase d'aggradation qu'avec une phase d'abaissement du niveau de base. Cette vague érosive a ainsi pu s'initier au Pliocène avec la remontée du niveau de base et son maintien à un haut niveau pendant 1,5 Ma, puis elle a pu se propager sous l'impulsion des dynamiques fluviales contrôlées par les phases climatiques du Plio-Quaternaire, peut-être climato-eustatiques sur le versant méditerranéen. Cette dynamique de recul s'opère en deux temps :

- dysfonctionnement, voire blocage, du drainage karstique par remontée du niveau de base, propice au développement de poljés dans les bassins d'alimentation karstiques et à l'érosion aréolaire à l'origine de la

mise en place d'un réseau hydrographique qui exploite préférentiellement les zones imperméables, en quelques sorte par défaut, notamment les terrains marneux ou moins cohérents des contacts avec le socle ou des charnières anticlinales où affleurent ces lithologies ;

- puis, entretien et développement de ce réseau de vallées périphériques par érosion différentielle lors les oscillations climato-eustatiques du Plio-Quaternaire dont résulte une nouvelle physiographie des vallées par déchaussement des structures calcaires et dolomitiques :
 - o les reculées de la Lergues, la vallée de la Buèges et la vallée de l'Arre dans le bassin versant méditerranéen ;
 - o les reculées de la Sorgue et du Cernon, ainsi que les vallées du Tarnon ou la haute Dourbie dans la dépression liasique de Nant, dans le bassin versant atlantique.

Durant cette réorganisation du réseau hydrographique qui succède à l'incision des canyons karstiques, 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. Il en résulte deux conséquences majeures :

- en termes de sapement des versants de tenu mécanique fragile, modelés par d'importants mouvements de masse, par exemple des glissement de terrain dans les terrains marneux ou des écroulement de masse dans les zones altérées par bréchification ;
- en termes de réorientation des drainages karstiques en direction de nouveau points de restitution, souvent au fond des reculées karstiques néo-formées.

Sur le plan de l'organisation des réseaux hydrographiques, cette évolution est à l'origine de 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 17) ou celui de la haute Dourbie qui capture une partie de la tête du réseau hydrographique de la Virence près de Sauclières (Bruxelles, 2001) illustrent ce modèle de creusement des vallées.

Sur le plan de la structuration du réservoir karstique, 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 conquérants qui alimentent les sources nouvellement drainées par reculées karstiques et les vallées périphériques.

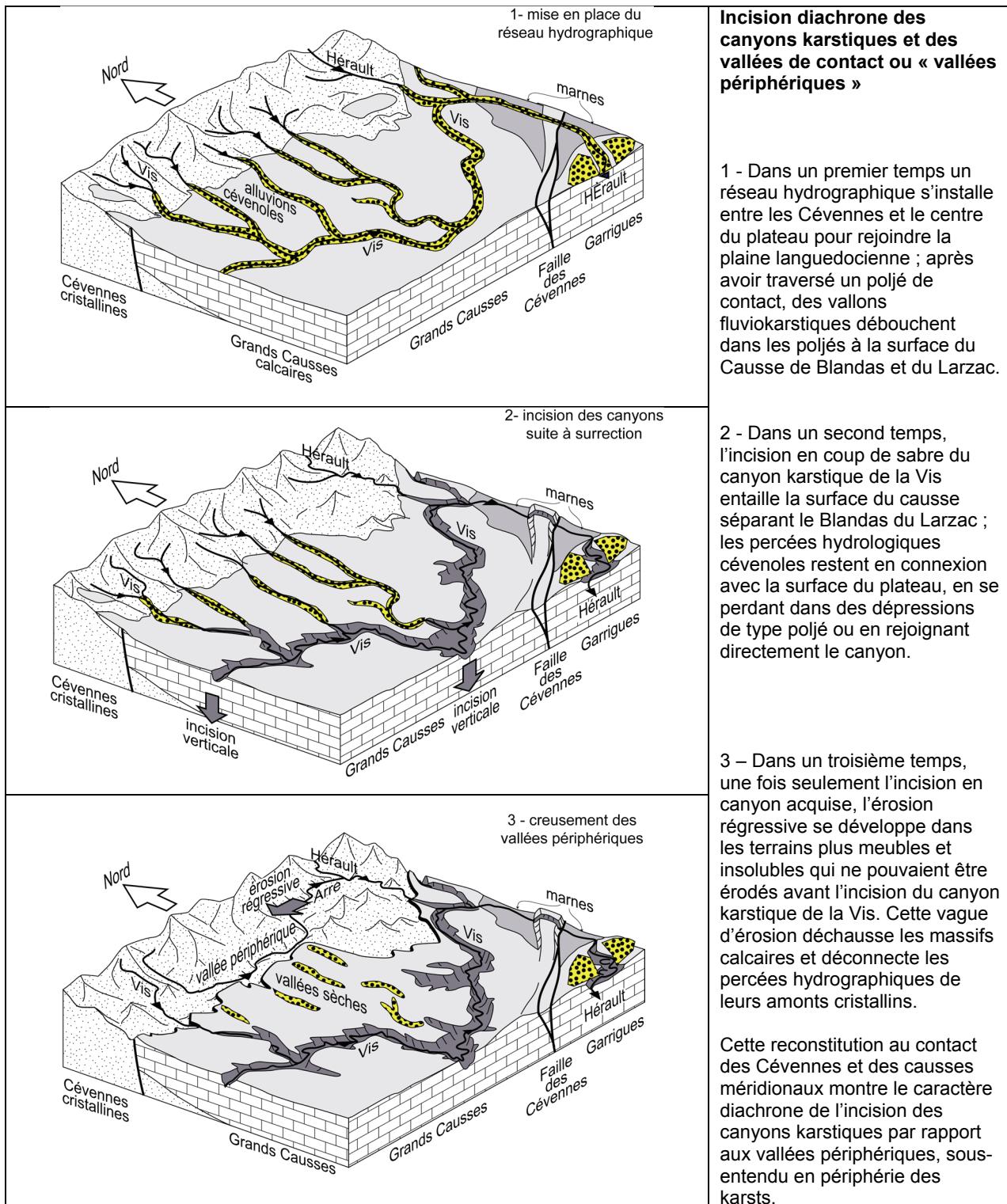


Figure 17 : Blocs diagrammes illustrant la déconnexion des percées hydrographiques du Causse de Blandas par le recul par érosion régressive de la vallée périphérique de l'Arre (Séranne et al., 2002 et Camus, 2003, modifié).

4. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES : DESCRIPTION ET REPARTITION

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), l'un et l'autre tout à fait impropre pour caractériser la genèse et la diversité de ces formations.

Les études récentes montrent la pertinence de l'analyse de ces dépôts 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, notamment des modalités de l'infiltration (Ambert, 1991 ; Bruxelles, 2001 et 2003 ; Séranne et al., 2002, Camus, 2003 ; Bruxelles et Camus, 2010 ; Bruxelles et Camus, 2013 ; Husson, 2013 ; Camus, 2018 in Husson et al., 2018).

Nous dressons ici la typologie des formations superficielles, des altérites retenues pour l'établissement des cartes morphokarstiques du Causse Noir à 1/100 000 ([Annexes 1 et 2](#)). Les caractéristiques morphogéniques et la répartition de ces formations sont abordées séparément avant de présenter cette carte de synthèse.

Cette typologie présente ainsi les indices et traceurs permettant d'identifier les formations superficielles, altérites et sédiments, correspondant aux couvertures karstiques rencontrées sur Causse Noir ([figure 5-A3 de l'atlas A3 et Annexe 1](#)) :

- Les formations issues de dépôts antérieurs à la structuration pyrénéenne du massif :
 - o les formations issues des dépôts du Crétacé (sédiments, altérites, concrétionnements), conservés en surface et dans des paleéokarsts,
 - o les remplissages piégés dans les brèches d'altération karstique et les paléokarsts (laminites déformées et minéralisations),
- les formations issues de l'altérations du substratum carbonaté et leurs produits de remaniement :
 - o les argiles à chaillles,
 - o le grésou dolomitique,
- les apports fluviatiles allochtones à la surface du causse,
- les formations, produits d'éjectas et altérations associées au volcanisme,
- les formations périglaciaires.

Pour décrire ces formations, nous nous baserons ainsi sur l'origine de ces dépôts et de ces altérites. Nous partirons donc des formations autochtones ou parautochtones déposée sur le substratum Jurassique, puis nous passerons aux formations issues de l'altération et de l'érosion de la série stratigraphique caussenarde, jusqu'aux apports allochtones et aux formations volcaniques. Les formations périglaciaires sont abordées ici dans la mesure où leur cartographie apporte une indication sur l'état d'érosion du substratum carbonaté et sur les conditions de leur sédimentation en interaction avec l'activité karstique et le creusement des canyons.

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.

4.1 LES FORMATIONS ISSUES DES DÉPÔTS CRÉTACES

La distinction entre les dépôts crétacés en place et les formations résiduelles qui remanient ces formations est extrêmement délicate. Leur ancienneté et les morphogénèses successives qui ont modelé les paysages des causses concourent à rendre difficile cette distinction.

Cependant, les affleurements de bauxite et de Crétacé marin et continental présents sur le Causse de Campestre tout proche (Bruxelles, 2001) sont indiscutablement en place et révèle l'existence d'une topographie différenciée en prélude à la transgression coniacienne (§.3.2.1.3). Dans ce cas, ces dépôts non remaniées ne font pas partie des formations superficielles, mais plutôt de la série stratigraphique caussenarde, mais le produit de leur altération et de leur remaniement rentre dans cette catégorie.

Ce sont ainsi les matériaux issus de l'érosion et du remaniement des dépôts crétacés qui enrichissent les résidus de la dissolution des calcaires ou de la dolomie et s'intègrent dans les formations superficielles ou sont conservés sous forme de remplissages de paléokarsts.

Sur le Causse Noir, ces formations, sédiments ou altérites, correspondent à des séries non représentées sur la carte géologique comme le Crétacé supérieur ou les bauxites maintenant largement identifiées à l'échelle des Grands Causses. Ces formations altérées sur place ou le produit de leur remaniement présentent des extensions non négligeables, mais leur répartition est très discontinue (*Figure 19*). Elles caractérisent néanmoins, de vastes secteurs en termes de structuration du réservoir karstique en termes d'infiltration.

4.1.1 Les formations bauxitiques

Sur le Causse Noir, la présence de bauxites n'a pas été confirmée, mais de nombreux paléokarsts, notamment des paléokarsts affectés par des failles compressives, présentent des remplissages de type aramonites, en très grande majorité sous forme de laminites plus ou moins déformées.

Seuls quelques rares sites recèlent ces indices potentiels de bauxites remaniées ou aramonites conservés sous deux formes :

- laminites oxydées conservées dans des paléokarsts recoupés par les versants ou la surface topographique ; ces paléokarsts sont parfois trépanés par les réseaux souterrains plus récents ; ces formations demandent encore à être analyser pour confirmer leur provenance bauxitique ;
- nodules ferrugineux et pisolithes remaniés dans des couvertures superficielles ; les pisolithes ferrugineux sont diagnostique de la bauxite, mais l'attribution de ces indices reste incertaine car ces éléments sont mélangés à d'autres indices ferrugineux de type sidérolithique attribués aux produits de l'altération des grès du Crétacé supérieur ou à la formation de croûtes et de cuirasses ferrugineuses lors des épisodes d'altération du Tertiaire.

La relative rareté de la bauxite n'en fait pas un élément déterminant dans la constitution des formations superficielles des Grands Causses en général. Localement, elles peuvent colmater efficacement le fond des dépressions, ce qui pourrait être le cas de certaines méga-dolines du causse Noir (*cf. infra*). L'intérêt de ces indices de bauxite est ici essentiellement géologique et paléogéographique puisqu'ils signent une longue évolution continentale avant la transgression crétacée. C'est pendant cette période que vont s'exercer les premières karstifications, en particulier sous les formations latéritiques en voie de bauxitisation. Cette crypto-corrosion affecte le toit calcaire et forme toute une série de dépressions dans lesquelles se différencient les profils bauxitiques. Certaines dépressions dans lesquelles nous avons retrouvé des paléokarsts à aramonites peuvent avoir été initiées dès cette époque, par analogie avec l'exemple de la doline du Luc Bas sur le Causse de Campestre tout proche (Bruxelles, 2003) et aux nombreux indices retrouvés sur les Causses de Sauveterre et de Séverac (Bruxelles, 2007 et 2010). Il y a donc à l'échelle des Grands Causses,

une paléo-surface infra Crétacé supérieur caractérisée par des reliefs karstiques et des profils de crypto-altération datant de la charnière Crétacé inférieur – Crétacé supérieur. Les indices bauxitiques, même les plus ténus, témoignent de cette phase continentale majeure.

Dans le cadre de cette étude, ces paléokarsts à remplissages d'aramonites (laminites bariolées, oxydées et déformées) ont été repérés sur les flancs du canyon de la Dourbie et du Trévezel (*Figure 19*). La photographie ci-dessous à droite (*Figure 18*) montre un de ces paléokarsts à aramonites le long de la RD159 montant au village de Revens. Dans le secteur d'Espinassous, plusieurs grandes dépressions constituées par la coalescence de méga-dolines de type Grands Sotchs du Larzac méridional (Bruxelles, 2001 ; Camus, 1990 et 2003) pourraient constituer des héritages d'anciens karsts de la bauxite et/ou du Crétacé Terminal. Aujourd'hui en grande partie évidées, ces dépressions pouvaient contenir initialement, à l'exemple de la doline du Luc Bas, un remplissage bauxitique scellé par des dépôts margino-littoraux du Crétacé supérieur. Peu résistants à l'érosion, ces dépôts sont souvent masqués par les colluvions plus récentes.

Dans l'Aven Noir (*Figure 18*), on note aussi, des indices d'aramonites sous formes de laminites intra-karstiques montrant une alternance typique de lits de couleur brique et lits blanchâtres. Il s'agit du même type de paléokarst recoupé dans un réseau karistique majeur identifié par nous-même lors d'une visite d'expertise de cette cavité par le Comité Scientifique de la fédération Française de Spéléologie en 2006 (CSFFS, 2006).

Pour être confirmés, ces indices nécessitent encore une identification stricte par des analyses minéralogiques car leur identification faciologique reste insuffisante.



Paléokarst à laminites à faciès d'aramonite recoupé dans le réseau de l'Aven Noir



Paléokarst à laminites à faciès d'aramonite recoupé par la D159 près de Revens dans le versant de rive droite de la Dourbie.

Figure 18 : Paléokarsts à faciès d'aramonites de l'Aven Noir et du canyon de la Dourbie.

4.1.2 Les grès ferrugineux attribués au Crétacé supérieur

Les calcaires gréseux sont absents sur le Causse Noir. On retrouve par contre des blocs de grès à ciment calcaire ou ferrugineux sur toute la bordure orientale du Causse Noir et du Causse Bégon. Ces blocs plus ou moins épars sur les sommets et sous forme d'accumulations plus denses dans les dépressions se retrouvent des reliefs qui dominent le

vallon de Servillières, dans le haut bassin de le Garène, dans un large secteur entre Layolle et Espinassous, ainsi que sur tout le Causse Bégon (*Figure 19*).

Plus au sud, sur le Causse de Campestre, ces grès sont généralement de teinte gris-jaunâtre à la cassure mais acquièrent rapidement une patine grise. Là, ils ont tous une origine marine et contiennent de nombreux macro-fossiles. Sur le Causse Noir, le faciès est beaucoup plus détritique, à ciment clair ou ferrugineux, rappelant des faciès d'estuaire assez grossiers. La même observation a été faite sur le Causse Méjean (Camus, 2018, In Husson et al., 2018).

Ainsi, l'extension de l'ingression marine coniacienne qui concerne l'ensemble du golfe des Grands Causse et qui s'effectue sur une topographie karstique préexistante (Bruxelles, 2003) a donc sans doute atteint le secteur oriental du Causse Noir, mais aucun affleurement n'a été strictement repéré. Elle a sans doute en grande partie sur une bande est-ouest englobant le Causse Noir, au moins jusqu'à l'axe de la Dourbie.

Dans ce travail, nous avons taché de distinguer les fragments ferrugineux à pâte fine de type sidéolithique (*cf. infra*) des grès ferrugineux à attribuer au Crétacé supérieur qui contiennent des sables voire des graviers, le plus souvent bien roulés :

- Les premiers sont plus ubiquistes et ne concerne pas nécessairement les dépôts crétacés. Leur formation relève pour l'essentiel d'un même processus, la reprécipitation contre les épontes carbonatées du fer mis en solution dans les poches karstiques généralement situées dans des dépressions de type poljés ou au mur des fronts d'altération des mégalapiés, notamment dans les crypto-dolines (*cf. infra*) ; nous reprendrons la caractérisation de ces formations ferrugineuses pour discuter du « sidérolithe » des auteurs (§.3.2.2). De fait, ces enduits ferrugineux, épais parfois de plusieurs centimètres, peuvent provenir de différentes formations argileuses (argiles à chailles, remplissage karstique, dépôts crétacés). Ils recouvrent même les blocs calcaires mêlés à la formation argileuse. Lors de l'érosion de ces poches, cet encroûtement ferrugineux est fragmenté et redistribué dans le stock des formations superficielles
- Les seconds correspondent à de véritables formations gréseuses à ciment silico-ferrugineux. Les sables et les graviers sont le plus souvent constitués de quartz et sont clairement roulés. En outre, on observe dans certains blocs un litage qui signe un tri hydrodynamique. Il s'agit donc d'anciens dépôts sédimentaires cimentés par la silice et le fer.

D'un point de vue génétique ces grès attribués au Crétacé supérieur acquièrent leur caractère ferrugineux par épigénie du ciment calcaire initial en milieu saturé, c'est-à-dire quand la couverture gréseuse était suffisamment continue pour être susceptible d'accueillir un aquifère poreux.

Considérés comme un alias de nappe développé dans des alluvions siliceuses (Cadillon, 1970), les grès ferrugineux des Grands Causses correspondent plutôt à des ferruginisations *in situ*, par des circulations incrustantes, au sein des dépôts crétacés initialement plus ou moins carbonatés (Bruxelles, 2001). Ces grès ferrugineux correspondent donc à un faciès associé aux argiles sableuses, mais aussi aux calcaires gréseux et aux calcaires lumachelliens ayant subi une ferruginisation (cuirasse ferrugineuse à faciès gréseux simple ; Nahon, 1971). D'ailleurs, les premières déterminations des fossiles marins du Crétacé supérieur sur le Causse de l'Hospitalet ont été réalisées à partir de grès ferrugineux de ce type (Bruxelles et al., 1999). Dans ce cas, la goethite a remplacé la calcite et a conservé les empreintes de fossiles ou la texture des argiles.

Cette épigénie de la calcite par l'hématite peut être complexe, la goethite remplaçant dans un premier temps la calcite en conservant les empreintes de fossiles ou la texture des argiles, puis dans un second temps, en s'oxydant en hématite par lessivage lors de variations de niveaux d'eau dans l'aquifère poreux. Lorsque la cimentation se fait de façon directe, la ferruginisation à l'état ferrique (fer trivalant de type hématite), se produit lors de circulations suffisamment oxydantes

dans les grès et les sables. Ce processus, très puissant d'un point de vue des cinétiques chimiques, explique peut-être l'absence de macrofossiles, mais en première analyse, nous estimons ici que pour les grès du Causse Noir, il s'agit plutôt d'un problème de milieu de dépôts très pauvre en débris de faune ou de flore.

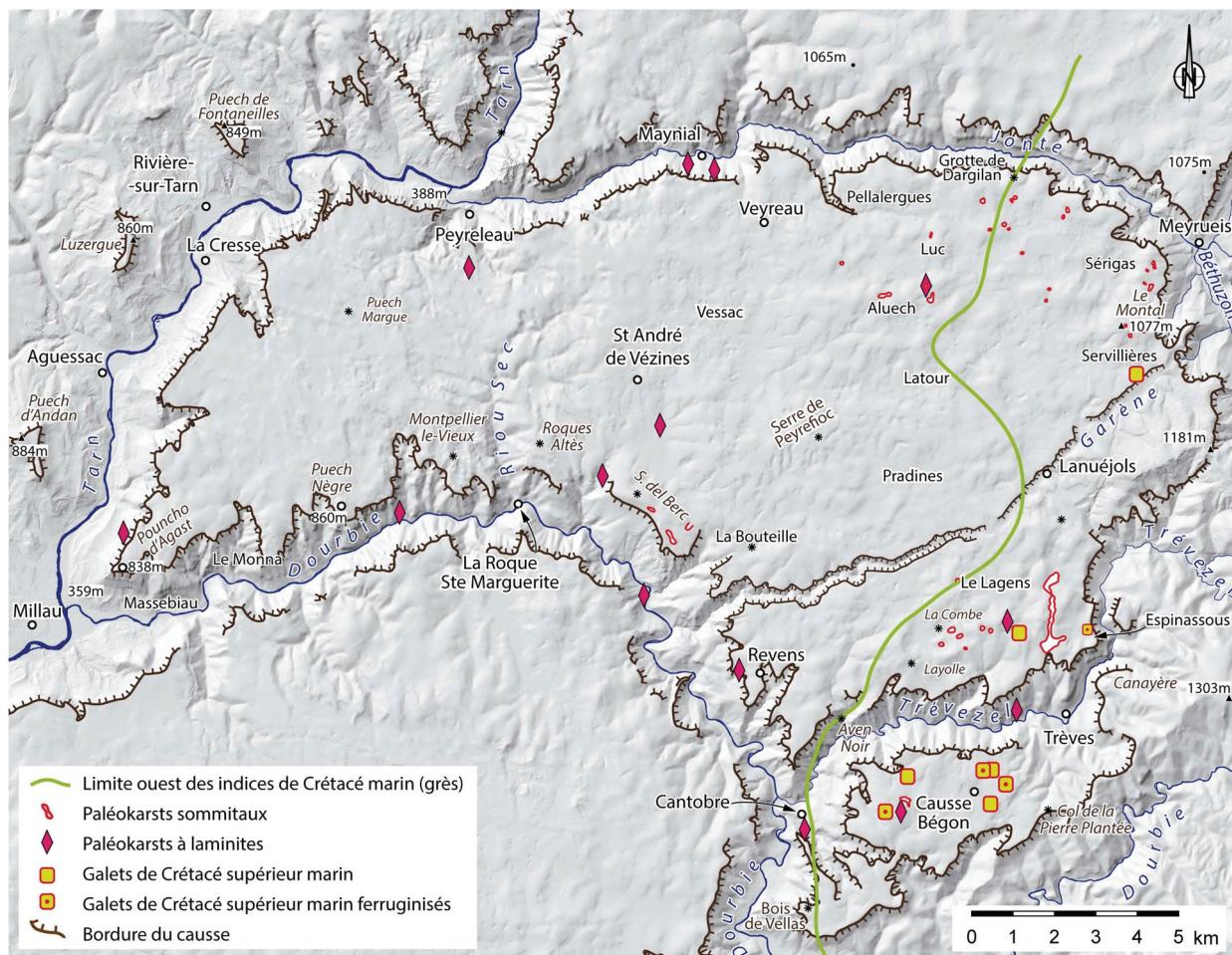


Figure 19 : Carte de répartition des formations issues des dépôts crétacés et de leur remaniement dans des paléokarsts.

Lors du démantèlement des dépôts crétacés, il ne reste que les niveaux antérieurement ferruginisés, les plus résistants à l'érosion. La cartographie de ces blocs permet donc de renseigner sur l'ancienne extension de la couverture crétacée et sur les modalités de remaniement de ces dépôts. Peu soluble et très résistants à l'érosion, ces grès constituent en effet les derniers témoins de ces dépôts. Ainsi, la partie orientale du secteur étudié s'est révélée localement assez riche. Depuis la bordure de l'alvéole de Nant jusqu'au Causse Méjean, en englobant largement le Causse Bégon et les reliefs à buttes karstiques du Causse Noir (*cf. infra*), on retrouve des quantités variables de grès ferrugineux. Ces grès sont associés à un paysage de buttes calcaires ou dolomitiques séparés par des méga-dolines et parfois par des vallons fluviokarstiques bien développés. Nous reviendrons sur ce point un peu plus loin (§. III.2.2.3).

La présence de ces grès dans les formations superficielles indique donc qu'une partie d'entre-elles proviennent du remaniement des dépôts crétacés, bien conservée dans les dépressions de type méga-dolines ou remaniées dans des vallons fluviokarstiques. Elles sont enrichies en sable et en argile qui favorise le colmatage des points bas et le développement de la crypto-corrosion. Ces formations contribuent ainsi au colmatage des soutirages et à l'imperméabilisation du fond des dépressions. Elles favorisent ainsi l'infiltration concentrée de l'eau en bordure des

dépressions ou sous forme de pertes aux débouchés des ravins dans ces dépressions comme les pertes et les points d'absorption de la dépression des Conques, du secteur d'Aluech ou du Champ Ferrier au sud de Sérigas.



Figure 20 : Grès à ciment calcaire retrouvés dans le bassin versant amont de la Garène ; ces blocs à patine ferrugineuse se distinguent des formations gréseuses arkoziques du Trias (cliché de gauche). Grès à ciment ferrugineux retrouvé dans les dolines des Pradasses et près d'Espinassous au sud-est du Causse Noir (cliché de droite).

Les faciès de grès très fortement silicoclastiques a été retrouvé sur le causse noir, n'ont pas fourni de faune ni de flore macroscopique. Il ne s'agit ni de grès arkoses du Trias ni de grès issus d'une formation fluviatile provenant du socle cévenol que l'on arrive bien à identifier quand on en trouve (Figure 20). Leur détermination reste donc faciologique et suggère une attribution à une formation détritique de type prisme fluviatile en position distale dans le domaine margino-littoral.

Ces grès se présentent sous deux faciès :

- les grès à ciment calcaire retrouvés dans le secteur de karsts à buttes aux alentours du Puech Canis notamment, ainsi que dans le bassin versant de la Garène ; ces grès à cassure claire, peuvent néanmoins présenter un enduit ferrugineux assez épais ;
- les grès à ciment silico-ferrugineux retrouvés sur toute la bordure est et sud-est du plateau, ainsi que sur le Causse Bégon. Il s'agit de blocs épars sur les hauteurs de la surface à 1000 m du Montal au Serre d'Aluech, en passant par le Puech Canis et le Serre de Gargo, 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 dolines du secteur des Pradasses et d'Espinassous ou encore dans les dépressions du Causse Bégon en rive gauche du Trévezel. On ne les trouve aussi en rive droite de la Jonte, piégés dans les paléokarsts des reliefs bordiers, depuis Hyelzas dans le secteur de l'Aven Armand et jusqu'au Serre de Pauparelle au-dessus de Meyrueis.

Dans ces zones de remaniement d'éléments issus de la couverture gréseuse crétacée, ces blocs sont associés à d'autre éléments ferrugineux issus d'une altération ultérieure matérialisés par des éléments de cuirasse et des enduits d'hématite correspondant au « sidérolithique » des auteurs (*cf. infra*). On note à ce sujet que l'on peut trouver indifféremment des grès à ciment calcaire et à ciment ferrugineux présentant des enduits d'hématite de type sidérolithique ce qui suggère plusieurs phases d'altération.

4.1.3 Les encroûtements de calcite et les brèches de crypto-altération



Figure 21 : Encroûtements carbonatés de la Croix de Montfraysse, sous forme de calcite plus ou moins amorphe sur un substratum dolomitique (à gauche) ; brèches de crypto-altération du Puech Canis associée à des débris de croûtes carbonatées (à droite).

Ces formations chimiques sont issues de processus secondaires découlant de l'évolution des profils de crypto-altération à l'interface entre la couverture et le substratum. 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 21). 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, 91 ; Bruxelles, 2001 ; Camus, 1990 et 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.

Sur le Causse Noir les croûtes de calcite et les brèches de crypto-altération ne peuvent pas être corrélées avec l'extension de ces formations résiduelles de grès du Crétacé supérieur comme sur le Causse de Campestre ou le Causse Méjean. On en observe de façon discontinue sur les surfaces sommitales de façon inversement proportionnelle avec l'occurrence de paléokarsts ce qui suggère que la surface à 1000 m tronque à la fois ces indices de front d'altération au mur du Crétacé supérieur et des développements paléokarstiques souterrain.

On en retrouve aussi dans les secteurs de retrait de couverture comme sur les sommets du revers de la surface à 950 m bien visible le long de la D29 entre Peyreleau et Saint-André-de-Vézines, ou bien, tout le long de la corniche de la bordure de corrosion qui sépare le plancher du paléo-poljé de Latour du poljé de Pradines qui se développe en contrebas (*cf. infra*) entre Peyrefioc et Lanuéjols (Figure 59 et figure 5-A3 atlas).

4.1.4 Latérites et sidérolitique :

Sur les bordures des paléo-poljés et de façon générale dans beaucoup de poches karstiques qui parsèment les surfaces d'aplanissement à 800-850 et 880-950 m (*cf. infra*), on observe au contact des couvertures et du substrat calcaire, un enduit ferrugineux, épais parfois de plusieurs centimètres. Il recouvre même les blocs calcaires ou gréseux mêlés à la formation argileuse (Figure 22). 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, correspondent à un autre processus que celui de la cimentation des grès ferrugineux du Crétacé, l'ensemble ayant été

confondu sous le terme « sidérolitique » ou « sidérolithique » des auteurs. On note à ce sujet des blocs de grès enrobés d'un enduit d'hématite que leur ciment soit calcaire ou ferrugineux (Figure 20).

Le terme « sidérolitique », comme celui des « terres rouges » des causses, recouvre une grande diversité de formations ferrugineuses sur les Grands Causses. Les travaux récents permettent de distinguer les grès ferrugineux du Crétacé supérieur, d'origine phréatique, des éléments de cuirasse ou des encroûtements ferriques correspondant à un front de latérisation secondaire :

- la cimentation ferrique des grès crétacés peut être attribuée à l'altération continentale qui suit le retrait de la mer, par circulation d'une nappe dans ces grès et qui se poursuit tant que cette couverture reste en place comme on vient de le voir ;
- la précipitation des cuirasses et des encroûtements ferrugineux affecte directement le substratum carbonaté par crypto-altération, en plus des couvertures gréseuses, notamment sur les surfaces d'aplanissements et dans les dépressions karstiques, ce qui implique une dénudation, au moins partielle, des couvertures gréseuses autorisant cette crypto-karstification, ce qui est le cas général, sur le Causse Noir.



Figure 22 : Comparaison entre des blocs de grès crétacé à ciment calcaire, à ciment ferrugineux et à enduits d'hématite (à gauche) et des éléments de cuirasse rubanée et à nodules ferrugineux en formation (sidérolithique). Certains blocs de grès sont recouverts sur une ou plusieurs faces d'un enduit d'hématite indiquant qu'ils ont subi une altération secondaire par latérisation.

Cette distinction est démontrée la formation de croûtes d'hématite secondaires qui enrobent des blocs et des galets de grès à ciment ferrugineux crétacés (Figure 22), que l'on retrouve dans les dépressions karstiques de grande ampleur en position de remaniement et de piégeage. Ces enduits se déposent indifféremment sur des parties externes de ces blocs, dans des fissures et à la surface de cassures qui les affectent. Ces enduits indiquent une phase d'altération secondaire au sein de la couverture gréseuse préalablement ferruginisée. Ces encroûtements ferrugineux sont à attribuer à des processus de type latérisation au toit des couvertures gréseuses, c'est-à-dire à la formation d'une cuirasse ferrugineuse (fer ferrique). Lors de la formation et de l'évolution de ces profils latéritiques à cuirasses, la migration du fer mis en solution (fer ferreux) est assurée par lessivage vers les dépressions où il précipite au contact des carbonates du substratum sous forme d'enduits et dans les dépôts fins.

Outre d'éventuels blocs de grès du Crétacé, ce transit se traduit par la concentration d'éléments ferrugineux dans les dépressions sous deux formes :

- par érosion mécanique et démantèlement des encroûtements insolubles de fer ferrique (hématite) sur les reliefs à cuirasses en bordure des dépressions karstiques ;

- par précipitation de carbonates de fer en milieu réducteur, sous couverture d'altération dans les dépressions, suivie de leur transformation en goethite, puis de leur épigénie en hématite par oxydation dès que le lessivage peu opérer.

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'arrondis est une conséquence de l'altération. Cette association entre ferruginisation en milieu carbonaté et présence résiduelle de dragée 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.

4.2

AFFLEUREMENTS DE BRECHES D'ALTERATION ET PALEOKARSTS A REMPLISSAGES DE LAMINITES

Les feuilles de la carte géologique de Meyrueis et de Florac précisent la présence de brèches globalement représentées comme affiliées aux grands accidents sub-méridiens qui lardent les causses. A plusieurs endroits, les géologues ont précisé que ces zones de brèches s'écartaient sensiblement de ces accidents tectoniques et on s'aperçoit sur le terrain que c'est souvent le cas.

Dans les versants de la Jonte, du Trévezel et de la Dourbie, plusieurs couloirs de fracturation contrignant approximativement la géométrie de ces brèches montrent qu'elles sont fortement altérées et présentent des remplissages intra-bréchiques de laminites et de la calcite de blocage, phénomènes paléokarstiques qui se retrouvent classiquement dans des remplissages plus classiques à l'intérieur de paléodrains (Figure 24).

Enfin, de vastes zones en sub-surface présentent des brèches d'altération soulignant l'action mécanique induite sur le substratum par le développement des profils d'altération (Figure 23). Ces brèches mêlant fragments de roche et sédiments sont souvent encroûtées de calcite amorphe et/ou d'enduits ferrugineux signalant l'interface entre les couvertures et le substratum, c'est-à-dire l'extension d'une surface plus ou moins continue représentant le front de crypto-altération.

4.2.1

Couloirs de brèches et brèches de crypto-altération

Nous nous intéressons ici aux 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 :

- les couloirs de brèches karstiques correspondant à des altérations profondes du réservoir,
- les brèches soulignant les profils de crypto-altération, correspondant à une altération de sub-surface.

Ces masses de brèches sont interconnectées et constituent des zones d'extension non négligeables à la surface du plateau et modifient très fortement le milieu en sub-surface au même titre que les différentes formations superficielles.

Ces corps de brèches sont souvent organisés en couloirs et sont parfois cimentés ou scellés par des dépôts de laminites oxydées et localement déformées par la tectonique (Figure 23). Ces couloirs de brèches ont donc été parcourus par des circulations capables de transporter et de déposer des sédiments de façon rythmée 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 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 23 : Brèches d'altération et de tassement-effondrement contenues dans un couloir proche du Maynial dans le canyon de la Jonte (à gauche) et brèches à laminites et à minéralisations du Valat Nègre (à droite).

La géométrie de ces brèches d'altération profonde est guidée par la fracturation du massif et les couloirs de brèches constituent donc des discontinuités majeures organisées au sein des réservoirs karstiques.

Dans les dolomies, ces zones de faiblesse mécanique sont sollicitées pour drainer les masses altérées par fantômatisation 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 zones de restitution des eaux, en général des points bas. Les circulations guidées par ces structures profondes engendrent des phénomènes de tassement et d'érosion interne qui évoluent vers des transits sédimentaires et l'évacuation régressives 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 pour entretenir la formation de ces corps bréchiques et provoquer la formation de vides souterrains, parfois des galeries en couloirs selon le même principe que l'apparition des pseudo-endokarsts décolmatés de les fantômes de roche (Figure 9). A terme, ce mécanisme aboutit par érosion des insolubles évacués par les sources, à l'organisation de réseaux par décolmatage des altérites. On observe ainsi l'organisation de réseaux de type Puech Nègre en rive droite de la Dourbie, décolmaté par débourrage gravitaire dans le pendage et soutirages en surface, ou comme celui de Lesperelle en rive droite, mais là par la dynamique des mises en charge à contre pendage.

On retrouve un autre mode d'organisation en couloirs de brèches, notamment dans les calcaires dolomitiques de l'Hettangien et du Bajocien, où ils sont cimentés en partie par des minéralisations Pb-Zn et en partie par diverses cristallisations comme de la calcite drusique. Bien connues sur tout la bordure sud et ouest du massif cévenol, ces gisements paléokarstiques traduisent les échanges profonds de fluides minéralisés dans cette partie du réservoir carbonaté du bassin des Grands Causses. L'interconnexion de ces structures de drainage au contact du socle cévenol pourraient expliquer l'alimentation profonde de certains systèmes karstiques comme la source du Pêcher à Florac ou les galeries de la mine de Villemagne.

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 (Figure 12). Dans les secteurs dolomitiques, la crypto-altération matérialisée par le grésou rouge se propage sous forme d'un front qui 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 (Figure 12) qui viennent de la même manière s'interconnecter avec les couloirs de brèches profonds. Même si l'on observe un large éventail de cas de figures, ces brèches de crypto-altération de grande extension en sub-surface ont plutôt tendance à se colmater, au contraire des brèches de couloirs qui ont plutôt une tendance à la réactivation.

Dans les calcaires, ces structures se révèlent sur les versants des reliefs à la surface du plateau et à travers l'organisation en baïonnette des vallons creusés sous le niveau des fronts d'altération. C'est le cas du réseau hydrographique aux alentours du faisceau de Peyreleau, notamment le chevelu du Riou Sec et de ses affluents. L'érosion en surface recoupe ces structures bréchiques, ce qui permet l'introduction de sédiments et leur piégeage dans les vides interconnectés au sein des brèches et/ou se développant à leurs éponges.

4.2.2 Paléokarsts à laminites intra-karstiques et intra-bréchiques

Les remplissages de laminites oxydées et déformées sont piégés dans des paléodrains et dans les amas bréchiques (*Figure 24*). 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.

Des courants tractifs sont nécessaires pour apporter ces sédiments jusqu'au lieu de leur piège. La dynamique de ces courants est caractérisée par une certaine rythmicité pour les faciès les plus laminés.

La carte de répartition des paléokarsts à laminites intra-bréchiques et intra-karstiques (**Error! Reference source not found.**) montre trois types de localisation :

- des paléokarsts et des couloirs de brèches recoupés par les versants bordiers du causse dans le canyon de la Jonte à large extension le long des couloirs de fracturation qui traversent le Causse Noir et le Causse Méjean ; ces zones de brèches sont recoupées par la surface sommitale à 1000 m et par la surface couverte à 950 m;
- des paléokarsts et des couloirs de brèches recoupés par la surface topographique dans les secteurs érodés sous les fronts de crypto-altération comme dans le bassin versant du Riou Sec et dans les grandes dépressions endoréiques de Vessac, de Brunas, des Randals ou de la Combe;
- des paléokarsts associés à des couloirs de brèches recoupés le canyon de la Dourbie dans sa partie calée sur le faisceau de Peyreleau-La roque-Sainte-Marguerite, et en aval, où son tracé est perpendiculaire aux couloirs comme celui du Valat Nègre (*Figure 23*) ;



Figure 24 : Laminites oxydées et déformées au sein des brèches d'altération du Valat Nègre (à gauche) et paléokarst à laminites au sein de la dolomie fantômisée, D29 au droit de Montaigu (à droite).

Trois évolutions post-dépôt s'observent assez souvent :

- le blocage des vides restant disponible par de la calcite palissadique à grandes macles ;
- une forte oxydation ;
- d'éventuelles, mais fréquentes, 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 le substratum soit à l'affleurement dans la zone de recharge ; ensuite, ces paléokarsts ont connu une importante phase d'altération, et enfin, ils sont affectés par la tectonique, sans doute la tectonique compressive de la phase pyrénéenne.

Dans l'état actuel des connaissances et en tenant compte des observations réalisées à l'échelle des Grands Causses, 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 du Crétacé supérieur, soit au cours de l'ingression marine du Paléocène. Ces phases d'ingressions sont bien documentées jusque sur le Causse du Campestre (Bernier, 1967 ; Bruxelles, 2001 ; Peybernès et al., 2003 ; Camus, 2003 ; Husson, 2013) et identifiée sur le Causse Méjean (Camus, 2018, in Husson et al., 2018). Concernant le Causse Noir, il en résulte qu'au sud d'une bande est-ouest traversant le Causse Méjean et au nord du Causse Campestre, les indices de bauxite de surface et de Crétacé supérieur en place sont très largement remplacés par des paléokarsts à remplissages de laminites intra-karstiques ou intra-bréchiques. Ces remplissages présentent parfois des faciès de remaniement d'altérites continentales comme les aramonites ou du grésou, mais aussi des faciès d'hémipélagites qui marquent le caractère marin du milieu de dépôt. Aucun argument paléontologique n'a pour l'heure apporté de réponse à ce problème. En revanche, ces conditions d'occurrence des paléokarsts à laminites à la latitude du Causse Noir impliquent que dans ce secteur, le calcaire était à l'affleurement au moment du piégeage de ces dépôts, ce qui suggère la disparition préalable des couvertures bauxitiques et d'une majeure partie des couvertures issues du Crétacé supérieur.

4.3 LES ARGILES À CHAILLES

Ces formations proviennent de l'altération des calcaires à chailles du Sinémurien (Lias), du Bajocien inférieur (Dogger) et du Callovo-Oxfordien (Malm) (Figure 4). Ces altérites, lorsqu'elles sont épaisses et bien développées, donnent des paysages vallonnés (Figure 25), largement cultivés, appelés "ségala", terme local employé ici par analogie avec les ségala des plateaux cristallins. Ils sont caractérisés par une végétation silicicole (bruyères, châtaigniers), preuve d'une totale décarbonatation du milieu. Sur le Causse Noir, les zones concernées présentent des extensions notables dans la moitié est du plateau, mais souvent de façon discontinue (Figure 26).

Trois types d'argiles à chailles peuvent être distingués :

- les formations autochtones : altérites en place, à structures conservées des calcaires à chailles,
- les formations paraautochtones : déformation et entraînement gravitaire par soutirage karstique des altérites *in situ*, avec très faible transport local,
- les formations allochtones : argiles à chailles ou chailles résiduelles, intégrées dans des formations de pente, des colluvions ou des couvertures de glacié ; du fait de la structure géologique du causse, elles peuvent transiter et s'accumuler sur des niveaux situés stratigraphiquement plus haut, comme le Bathonien, voire le Malm, pour les argiles à chailles fournies par le Bajocien ou le Sinémurien.

Sur le Causse Noir, les affleurements de calcaires siliceux susceptibles de supporter des argiles à chailles autochtones, Sinémurien, Bajocien et Callovo-Oxfordien, sont faiblement représentées (Figure 26). L'essentiel des couvertures d'argiles à chailles sont donc de type paraautochtone et allochtone.

En revanche, la fraction fine est enrichie par les produits d'altération des marnes et par des insolubles des calcaires à stipites du Bathonien (J1a) et du Jurassique supérieur (J3-5).

Les argiles à chailles constituent des couvertures d'extension et d'épaisseur significatives permettant leur mise en culture. Sur le Causse Noir, ces ségala présentent des extensions notables sur une large moitié est du causse,

notamment dans les anciens poljés comme dans les secteurs de Latour et des Pradines, ou encore dans les dépressions d'Aluech et des Conques près du Luc (Figure 25). Ailleurs, elles se répartissent de façon discontinue, souvent concentrées dans les dolines et dans les vallons secs.

Elles présentent localement de fortes épaisseurs comme sur les replats de Peyrefioc, dans le secteur de Barjac (*Figure 25*) ou dans les dépressions d'Aluech ou sur le causse Bégon, où elles sont systématiquement cultivées. Entre ces secteurs de forte épaisseur ou de concentration en fond de dépression, elles sont éparques ou conservées de façon résiduelle dans des poches et des structures de soutirage.

4.3.1 Les argiles à chailles autochtones et parautochtones

A l'échelle des Grands Causses, dès que les calcaires siliceux de la base du Bathonien, du Bajocien et du Sinémurien sont portés à l'affleurement, ils jouent un rôle majeur dans la fourniture de couvertures des crypto-karsts, autochtones ou parautochtones. Lorsque ces étages sont altérés par crypto-altération assistée par la fantômisation, cela produit des argiles à chailles. Ces argiles à chailles, lorsqu'elles sont encore en place, constituent la meilleure preuve géologique de ce phénomène car on peut suivre les lits de chailles partant du substratum sain se prolonger au sein de l'altérite, dans ce cas autochtone. Ce processus de formation a été largement étudié sur le Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 2001 et 2003), où ces altérites sont développées à partir des calcaires et des dolomies à chailles du Bajocien inférieur (J1a). Sous leur forme autochtone, elles sont préservées au sein de poches où l'on peut observer le passage latéral des calcaires à chailles sains aux argiles à chailles, avec conservation des structures lithologiques originelles (altération isovolumétrique ou fantômisation ; Vergari, 1998 ; Quinif *et al.*, 1997 ; Quinif, 1999). Ainsi, entre les épontes saines et l'altérite meubles, les lits de chailles se suivent parfaitement dans les poches d'altération où ils ne montrent qu'un faible infléchissement vers le bas, probablement consécutif à la perte de matière due à la décarbonatation.



Figure 25 : A gauche, chailles altérée mélangée avec des alluvions allochtones, des grès et des éléments de cuirasse sur le col séparant le vallon de la Garenne et le vallon de Servillières-Pellalergues ; à droite, vastes étendues d'argiles à chailles cultivée entre le col de Pierre Plantée et le Causse Bégon.

Sur le Causse Noir, ce type d'altérite est peu représenté, ponctuellement localisées sur les affleurements aux dépens desquels elles se sont développées :

- Sur les calcaires du Sinémurien du secteur de Barjac entre le col de Pierre Plantée et le Causse Bégon (*Figure 25*) ;
- Sur les calcaires à chailles du Bajocien dans le bassin de la Garène et sur les replats du Bois de Vellas ;
- Et sur les marnes et les calcaires du Callovo-Oxfordien entre le secteur de Peyrefioc et Servillières.

Elles sont en grande partie déstructurées et affectées par le soutirage et deviennent alors parautochtones du fait de leur faible remaniement. En règle générale, ces couvertures sont assez fortement mélangées et présentent des chailles

altérées mêlées à des chailles saines, voire à d'autres altérites et dépôts (grésou, nodules ferrugineux, gragées de quartz, sables et graviers).

On peut donc considérer que sur le Causse Noir, les affleurements de calcaires siliceux ne sont pourvoyeurs que d'une partie restreinte des couvertures d'argiles à chailles sous leur forme autochtone et paraautochtone.

De plus, certains des affleurements de calcaires à chailles affectés par ce phénomène d'altération ont aujourd'hui disparu. Ainsi, des formations argileuses à chailles ont été susceptibles d'être remaniées en surface à chaque fois que ces calcaires ont subi des conditions morphologiques propices.

Ces deux remarques soulignent l'importance des apports allochtones au sein de cette couverture.

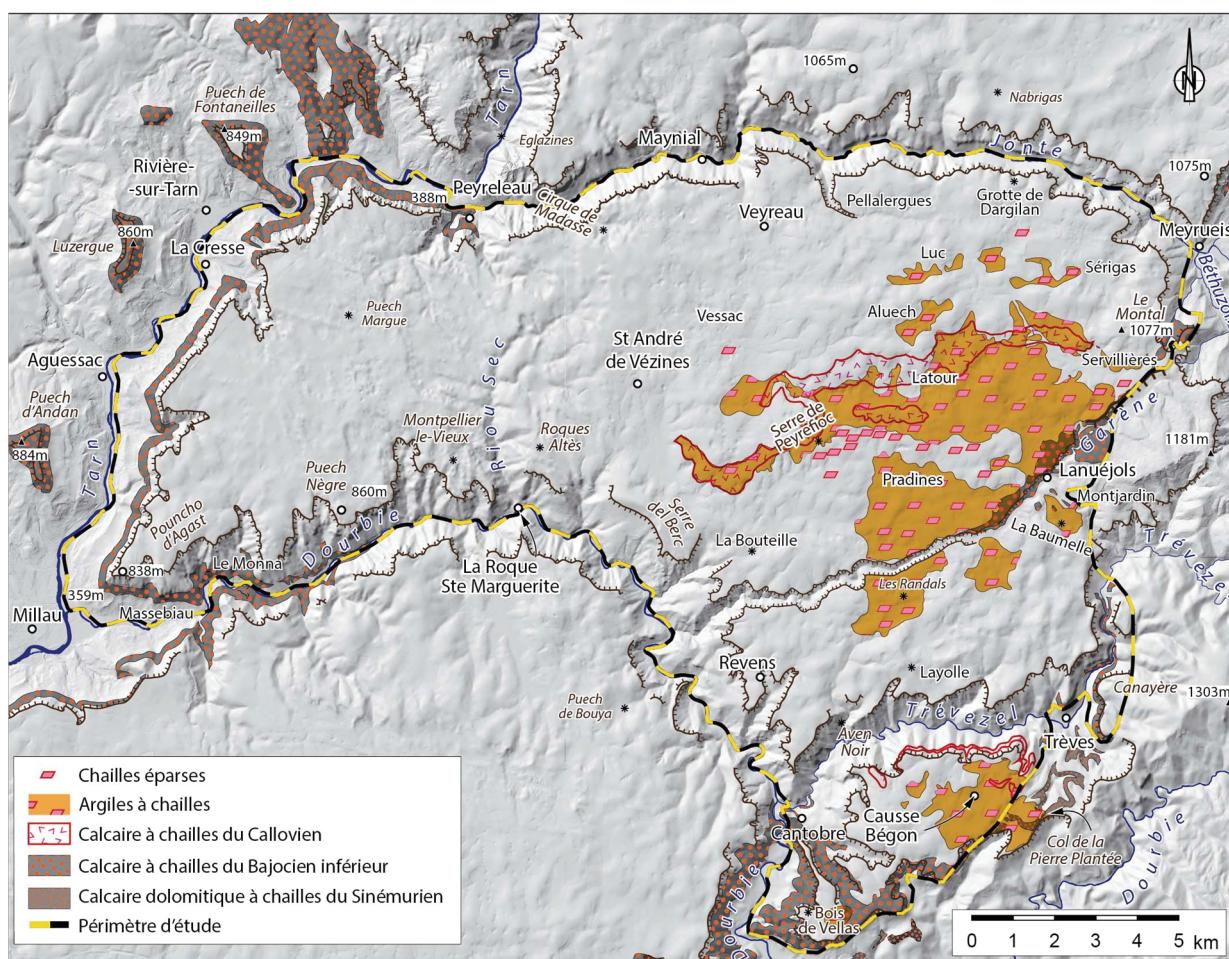


Figure 26 : Carte de répartition des argiles à chailles et des fragments de chailles épars

4.3.1 Les argiles à chailles allochtones ou en transit

Le modèle de transit sédimentaire des argiles à chailles a été développé sur le Larzac (Bruxelles, 2001). Selon ce modèle, ces zones de transit d'argiles à chailles se situent en aval versant des axes anticlinaux où les calcaires du Bajocien sont portés à l'affleurement et altérés. A partir de ces zones d'altération, les argiles à chailles ont été transportées et accumulées sur les dolomies du Bathonien situées stratigraphiquement au-dessus du Bajocien ; dans ce cas, ces altérites sont paraautochtones, voire allochtones si elles proviennent d'affleurement éloignés, voire aujourd'hui disparus. En effet, ces axes anticlinaux sont généralement évidés en combes structurales et une vallée s'est creusée à l'emplacement de la zone initiale des reliefs pourvoyeurs en chailles à l'époque de ce transit.

On retrouve un phénomène analogue dans les conditions structurales de la bordure est du Causse Noir avec le transit des chailles en provenance de reliefs disparus (*Figure 26*). Là, les chailles altérées proviennent en grande partie d'affleurements des avant-causses liasiques et bajociens démantelés sur le socle et dont les placages liasiques de Camprieu rappellent l'extension initiale ou d'une zone située au sud du Causse Bégon, aujourd'hui remplacé par la dépression liasique de Nant.

L'origine allochtonne de ces formations, notamment celles qui reposent sur le Bathonien ou sur le Jurassique supérieur, nous informe ainsi sur l'histoire de la mise en place de ces formations avant la déconnexion, partielle ici, du plateau et de son amont cévenol antérieurement au décapage du socle de sa couverture sédimentaire.

Par ailleurs, le contact entre le socle et le Causse est jalonné de témoins du transit de ces formations vers 1000 m à l'est de Servillières (*Figure 25*), à 950 m dans le secteur de la Baumelle, juste au sud de Montjardin, et vers 850 m au Col de Pierre Plantée et dans toute la zone de culture proche sur le Causse Bégon.

Ces altérites étant sensibles à l'érosion, elles sont facilement remaniées sur de grands versants en très faible pente et accumulées au fond des dépressions fermées. Dans ce cas, elles ont connu un transit sédimentaire entre les zones d'altérogenèse et les zones d'accumulation et d'imperméabilisation des fonds de poljés (*cf. infra*), notamment les poljés de contacts en doigts de gant disposés sur les bordures du bassin comme les paléo-poljés de Pradines, et même si son plancher est en grande partie démantelé, celui de Latour (*cf. infra*). Plusieurs épisodes de transit peuvent se succéder au cours de la mise en place des différents niveaux de plaéo-surfaces du causse et les couvertures des phases les plus anciennes peuvent être démantelées, notamment par soutirage, à chaque nouvel emboîtement.

Cette configuration est particulièrement bien exprimée lors de l'emboîtement de surface à 850 m dans la surface à 850 m (*cf. infra*), notamment dans le cas des paléo-poljés de Pradines et de Latour (*cf. infra*).

On retrouve aussi de fortes concentrations d'argiles à chailles et des chailles remaniées dans les dépressions qui affectent la surface à 1000 m, comme dans les secteurs d'Aluech, des Conques et des Brousses. Autour de ces dépressions, la formation d'argiles à chailles a souvent été complètement démantelée, mais on retrouve ces chailles de façon éparses et à l'état de traceur sédimentaire rappelant des conditions de transit aujourd'hui disparues de la surface à 1000 m.

4.3.2 Les chailles éparses ou piégées par soutirage

Elles n'ont aujourd'hui plus aucun rôle concernant les modalités d'infiltration de l'eau. Ces chailles souvent isolées et sans matrice argileuse n'ont donc plus la possibilité de concentrer les eaux en surface. Elles témoignent cependant de l'histoire géomorphologique de la surface du plateau mais aussi de son fonctionnement hydrogéologique. Ainsi, sur la base de leur cartographie, il est possible d'identifier les anciennes bordures de corrosion et donc de localiser certains points de pertes privilégiés. En prolongement des couvertures d'argiles à chailles, deux aires beaucoup plus larges ont pu être reconnues (*Figure 26*) :

- Le revers dénudé du plancher du paléo-poljé de Latour qui domine la bordure de corrosion du poljé de Pradines emboîté en contrebas, ainsi que le replat de Cardoulière au pied du replat de Peyrefioc ; on repère ainsi une bande correspondant au retrait de la couverture ;
- De façon beaucoup plus discontinue, les replats et les versants des collines dans tout le secteur au nord du paléo-poljé de Latour, sur les reliefs qui entourent les dépressions d'Aluech, du Luc et de Sérigas, sont localement parsemés de chailles éparses.

Ces chailles éparses ou piégées dans des structures de soutirage témoignent de l'extension d'une couverture sur la surface à 1000 m avant son démantèlement et de la surface à 950 m avant le retrait partiel de ses couvertures sous l'effet du ruissellement et du soutirage karstique. On remarque d'ailleurs que les dépressions colmatées d'argiles à

chailles de la zone de la surface à 1000 m s'organisent sur l'ancien réseau de vallons fluvio-karstiques qui se prolonge en aval sur la surface à 950 m, rappelant ainsi l'époque où des écoulements pouvaient encore se produire régulière grâce à la présence de la couverture.

4.3.3 Interprétation de la répartition des argiles à chailles et mélange avec d'autres apports ou altérites

L'expérience acquise concernant l'étude des formations superficielles des Grands Causses permet de montrer le rôle géomorphologique et hydrogéologique de ces couvertures argileuses dont l'épaisseur peut localement atteindre plusieurs mètres. Trois principaux secteurs couverts d'argiles à chailles ont été cartographiés (Figure 26) :

- Les couvertures en transit épandues sur grand versants en très faible pente venant buter contre des bordures de corrosion : Latour, Pradines, Causse Bégon ; ces couvertures imperméabilisent le fond de ces dépressions et concentrent les eaux de surface vers des pertes ;
- Les couvertures concentrées par remaniements successifs dans les dépressions plus ou moins coalescentes qui démantèlent la surface à 1000 m (Aluech, Conques) ou les dépressions endoréiques qui s'emboîtent dans la surface à 950 m (Vallon de Sarraliès comblé de chailles en transit et descendant du secteur de Peyrefioc ; ce vallon alimente la dépression inondable de Vessac) ; mais plus généralement, on note que les secteurs de couvertures d'argiles à chaille se prolonge par des vallons fluvio-karstiques qui convergent pour confluer à la surface du plateau ;
- Les couvertures en partie autochtones (Barjac) et en partie allochtones (Garène, Baumelle) des zones cultivées proches des contacts entre l'actuel socle cévenol.

Les eaux ruisselant sur ces couvertures alimentent donc des infiltrations concentrées dans des pertes situées dans le plancher des paléo-poljés ou le long des bordures de corrosion, ainsi que dans les vallons fluvio-karstiques et les dépressions endoréiques qui s'impriment dans le substratum karstifiable sous le front de crypto-altération. Dans les secteurs dolomitiques, cette zone de contact est souvent caractérisée par des structures d'infiltration verticales de grande ampleur (Aven des patates, Aven de Puech Nègre) qui exploitent des couloirs d'altération par fantômerisation.

4.4 LE GRESOU DOLOMITIQUE

Le "grésou" ou "sabel" (Figure 27), sont des termes caussenards qui désignent les dépôts sablonneux provenant de la corrosion karstique (largement crypto-karstique), mais aussi météorique des dolomies.

4.4.1 Caractères généraux de l'altération du grésou

Il s'agit d'une dissolution sélective en fonction, plus particulièrement, de la pétrographie de la roche dolomitique et de sa fracturation. Cela correspond au phénomène de fantômerisation déjà invoqué pour les argiles à chailles. Ici, le résidu est constitué par les rhomboèdres de dolomite libérés de leur ciment calcaire. L'abondance de ce matériel permet la constitution d'une épaisse formation colluviale au fond des dépressions. Il favorise la conservation de l'humidité et la permanence des processus de crypto-corrosion.

Son épaisseur est très variable en fonction des profils d'altération. Le dégagement des *canaules* montre que ce processus peut descendre à plusieurs dizaines de mètres de profondeur dans les zones fracturées. Il constitue donc d'importantes masses sablonneuses très sensibles au soutirage karstique. D'ailleurs, l'essentiel des avens développés

dans ces formations est dû au soutirage de cette altérite. Leur morphologie ressemble le plus souvent à des grandes diaclases verticales qui correspondent à la frange de roche altérée le long des fractures. Elles sont généralement assez profondes et rejoignent directement le niveau des circulations karstiques.

4.4.2 Répartition du grésou sur le Causse Noir

Sur le Causse Noir, les sables dolomitiques, *sabel* ou *grésou*, peuvent constituer une part majoritaire des couvertures, comme dans la partie centrale du plateau, voire la totalité des couvertures karstiques comme dans sa partie ouest (Figure 28). Ils se retrouvent en de nombreux secteurs plus ou moins étendus sur l'ensemble du causse où ils se développent à la faveur des affleurements des dolomies du Malm, mais surtout sur les affleurements de Bathonien qui apparaissent sur le causse, notamment sur le site de Montpellier-le-Vieux.

Il est plus ou moins perceptible en fonction de l'état d'altération de la roche mais aussi de l'érosion et du soutirage karstique. En effet, ces masses de sable sont peu visibles tant que la partie supérieure des dolomies n'est pas soumise au déboufrage karstique et au ruissellement en position de corniche dans les canyons.

Ainsi, il est extrêmement abondant dans toute la partie ouest du Causse, dès qu'on se rapproche des escarpements bordiers et dans les vastes dépressions où se développent des *canaules* en partie empâtées de *grésou* comme sur le site de l'Aven du Sablas.

Un autre ensemble s'étend à l'est du faisceau de Peyreleau-La Roque-Sainte-Marguerite, centré sur Saint-André-de-Vézines et Veyreau avec des extensions parallèles à la faille inverse de Veyreau. Là aussi, l'intensité de l'altération des dolomies bathonienne est particulièrement révélée par la proximité des canyons permet le déboufrage des mégalapiés comme sur le site de roques Altès ou dans le secteur du Pic de Montaigu et du Cirque de Madasse.

Le reste du secteur d'étude présente des zones plus restreintes, parmi lesquelles on retiendra les zones linéaires soulignées par des bordures de corrosion entre Pradines et Latour, ainsi qu'au sud du Causse Bégon.

L'extension de ces secteurs plus riches en grésou correspond à des replats morphologiques qui s'étagent entre 800 et 950 m d'altitude et aux escarpements qui les limitent. Ces surfaces, qui découlent en grande partie d'anciens fonds de poljés, ont souvent subi une importante crypto-corrosion qui a favorisé l'altération des dolomies et donc la formation de masses importantes de grésou dolomitique.



Figure 27 : Grésou clair (à gauche) exploité dans une sablière sous le mur des altérites dans une canaule et grésou rouge (à droite) signalant la proximité du front de crypto-altération (lessivage).

Au sein de ces secteurs, la répartition et l'occurrence du grésou peuvent s'avérer très discontinues, laissant les pinacles de dolomie saine émerger pour former des reliefs ruiniformes de *rajols* et des *canaules*. Ces formations très meubles

correspondent au produit de l'altération des dolomies par fantômerisation sous les couvertures et à proximité du niveau de base ou en profondeur, par diffusion le long des fractures.

Cette altération apparaît en position primaire portée à l'affleurement par érosion ou soutirage, et par voie de conséquence, se retrouve aussi en position secondaire remaniée dans les colluvions des vallons secs et des dolines ou piégée dans l'endokarst, voire restituée aux sources.

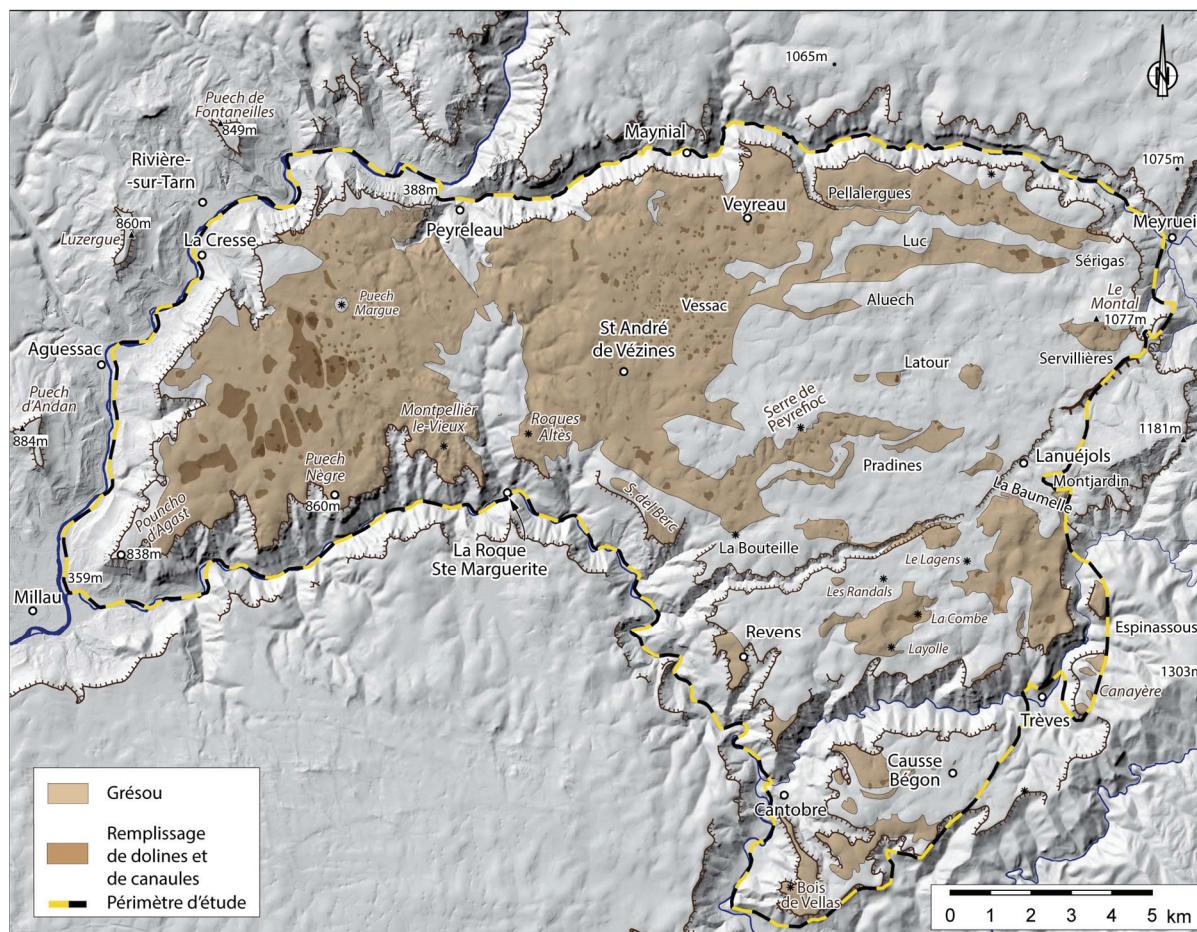


Figure 28 : Carte de répartition du grésou dolomitique ; le grésou clair signale l'altération relativement profonde des dolomies et le grésou rubéfié signale la proximité d'un front lessivage constitutif dominant d'une couverture de crypto-altération.

4.4.3 Le grésou indicateur d'altération et de karstification

Ce grésou peut-être de couleur claire ou fortement rubéfiée (Figure 27). Cette 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.

Deux grands types de secteurs de couvertures de grésou sont à distinguer :

- Le grésou rubéfié des secteurs sous couvertures anciennes, associé à l'extension de la surface à 950 m (*cf. infra*) ; il indique la présence d'un front de crypto-altération puissant qui affecte ces termes anciens ;
- Le grésou clair des ruiniformes (*canaules* et bordures de corrosion) localement rubéfiés dans les fonds des paléo-poljés ou les fonds de dolines, qui correspondent à des secteurs où la surface topographique a recoupé

le substratum calcaire significativement sous le mur des couvertures anciennes, au-dessous de la partie oxydée des fronts de crypto-altération de la surface à 950 m et dans une moindre mesure de la surface à 850 m ; il indique une altération qui s'est produite après l'érosion de ces termes anciens, notamment après l'emboîtement de la surface à 850 m dans la surface à 950 m.

On note aussi que l'action du gel génère la production de grésou formant de petites pellicules de sable gris clair au pied des reliefs ruiniformes.

On retrouve ainsi une très grande extension des couvertures et des colluvions de grésou clair dans la partie ouest du Causse, dans les dépressions développées en *canaux* et dans les mégalapiés ruiniformes comme sur le site de Montpellier-le-Vieux, au pied des bordures de corrosion des plaéo-poljés de Latour et de Pradines, entre les reliefs sommitaux, au fond de certaines mégadolines et au pied des buttes soumis à des points d'infiltration concentrée (Figure 28). Ces indices d'altération en profondeur sont de bons indicateurs de recouvrement de structures d'infiltration verticales alors que les zones de grésou rubéfié signalent plutôt l'extension en sub-surface d'un front d'altération plus propice à la rétention d'eau.

4.5 LES APPORTS ALLOCHTONES

Le Causse Noir présente la particularité d'avoir conservé une connexion topographique avec ses amonts cristallins, ou de les avoir perdus plus récemment que le Causse Méjean ou le Causse de Blandas par exemple (Camus, 1999 ; Husson et al., 2018). Ainsi, les formations alluviales sont particulièrement abondantes à proximité des contacts entre le causse et le socle cévenol, mais aussi le long de vallons, secs le plus souvent, notamment les vallons de Servillières-Pellalergues et de la Garène, toujours en connexion lui, comme tous les talwegs qui traversent le petit causse de Canayère. Le Causse Bégon est quasiment déconnecté, mais de nombreux indices rappellent ses anciens amonts hydrographiques aujourd'hui disparus.

4.5.1 Caractérisation du cortège fluviaires cévenol

Sur les Grands Causses, l'essentiel des dépôts quartzeux, indistinctement nommés *albarons*, était considéré *ipso facto* comme mis en place par des cours d'eau qui sillonnaient le causse juste avant le creusement des canyons (Cadillon, 1970 ; Rousset, 1970 ; Cals, 1978 ; Prever-Loiri, 1979), la découverte de formations détritiques crétacées réclame la plus grande prudence et rend caduque certaines de ces anciennes conclusions. Globalement, deux types de formations quartzeuses, par définition allochtones par leur faciès, se distinguent sur les Grands Causses :

- les dragées de quartz, les graviers et les sables quartzeux rubéfiées, interprétés ici comme des indicateurs d'une importante altération sidérolithique, notamment au détriment de la couverture de Crétacé supérieur et des calcaires siliceux.
- les alluvions à galets de quartz d'exsudat à inclusions schisteuses avec leur cortège diversifié de roches du socle, métamorphiques et granitiques, issus de l'érosion du massif cristallin des Cévennes.

Pour rappel, les dragées de quartz et des graviers et sables quartzeux du Sidérolitiques sont très arrondis et présente un cortex rubéfié d'altération. Ces dragées, parfois fragmentées, sont associées à des plaquettes ferrugineuses et certains de ces graviers sont même partiellement recouvertes d'enduit ferrugineux. Ces formations découlent *pro parte* de la couverture crétacée qui recouvrait les niveaux jurassiques et dont il reste plusieurs témoins à faible distance sur le Causse de Campestre, du Larzac et du Méjean. Ces altérites quartzeuses constituent le résidu quasi indestructible piégé successivement dans les dépressions du causse et dans le karst. Ils ont été retrouvés sur la totalité du Causse Noir en abondance plus ou moins importante et de façon très discontinue, beaucoup plus concentrés au sud du Causse et sur les Causse Bégon.

Les alluvions cévenoles présentent tout le cortège pétrographique des roches cristallines des reliefs de l'Aigoual et de son auréole métamorphique lorsqu'elles sont bien préservées à l'abri de l'altération météorique, dans des formations de forte épaisseur ou dans l'endokarst par exemple. En surface, les schistes sont transformés en argile et les granites ne sont plus identifiables, si ce n'est par des granules de quartz grenu gris et de feldspath issues des arènes granitiques. Les marqueurs principaux sont les galets de quartz d'exsudat identifiables par leurs inclusions et leurs veines schisteuses, ainsi que par leur morphologie peu arrondie et leur émoussé modéré, très significativement différente de celle des dragées de quartz attribuées au sidérolithe des auteurs (Coulet, 1975 ; Cals et al., 1980).



Figure 29 : Granite à dents de cheval retrouver dans les alluvions allochtones du pléo-poljé de Pradines, près de La Foulquarié (à gauche) ; matériel fluviatile allochtone piégé dans une poche karstique dans le plancher du petit paléo-poljé de Puech Nègre, Forêt domaniale de Caoussous (à droite).

Ces formations se trouvent en position de piémont sur le contact entre le socle et le causse et dans les vallons qui courent à sa surface, toujours en dessous de la surface à 1000 m (Figure 30). Elles ont été apportées sur le causse par des cours d'eau provenant du massif l'Aigoual.

4.5.2 Répartition et mise en place des formations fluviales

Sur le Causse Noir, les formations fluviales allochtones présentent une importance analogue à celles qui ont été étudiées sur les causses méridionaux (Camus, 1999 et 2003 ; Bruxelles, 2001).

La cartographie de ces dépôts révèle divers niveaux de transit fluviatiles allochtones de matériel paléozoïque dont certains ont encore une nette expression morphologique, toujours en contrebas de la surface à 1000 m à proximité du contact avec le socle et toujours en contrebas de la surface à 950 m dans la partie centrale du causse.

Trois types de dépôts se distinguent en termes de formation superficielles auxquelles s'ajoutent les remplissages fluviatiles dans les paléokarsts :

- Les épandages alluviaux proximaux en position de piémont (Servillières) et dépôts piégés dans les paléo-poljés de contact (Pradines, Causse Bégon),
- Les dépôts jalonnant les paléo-percées hydrographiques à amont cristallins de Servillières-Pellalergues, de la Garène et du petit causse de Canayère (*cf. infra*),
- Les dépôts résiduels des surfaces fluvio-karstiques en position distale (autour de Puech nègre et de Puech Margue),
- Et les dépôts piégés dans les paléokarsts contemporains du fonctionnement fluviatile (perte de Borie de Gras) ou remaniés de façon secondaire (soutirage, phénomènes torrentiels catastrophiques) à

associer aux remplissages fluviatiles dans le karst dont nous ne traiterons pas spécifiquement dans ce rapport.

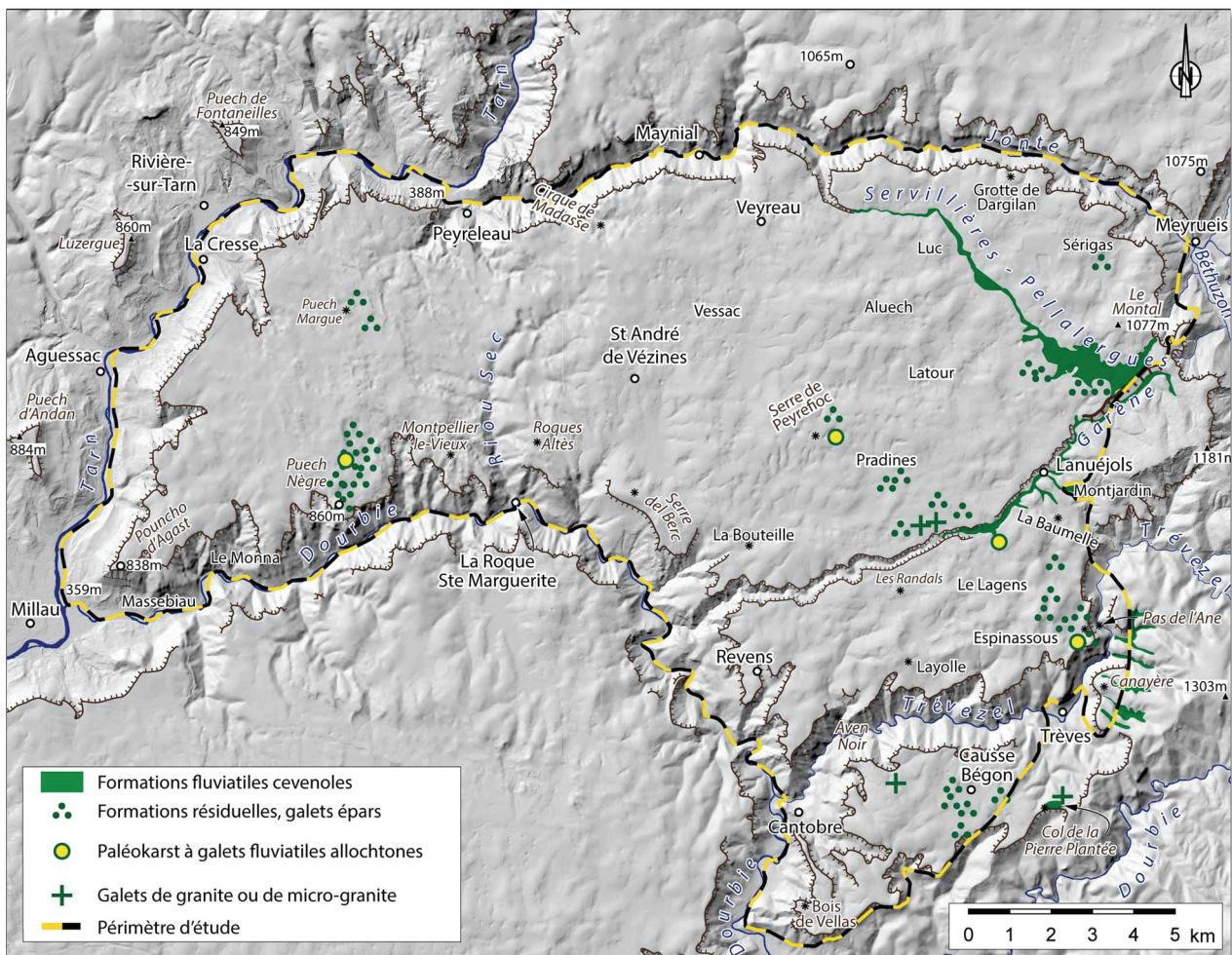


Figure 30 : Carte de répartition des apports fluviatiles allochtones (galets de roches paléozoïques et mésozoïques).

Le premier type de dépôt correspond à une sédimentation alluviale qui s'accumule en position de piémont dans les paléo-poljes de contact de la surface à 950 m alors qu'ils étaient encore en connexion topographique avec leur amont cristallin. Les chailles remaniées associées à ces alluvions cévenoles traduisent la nature géologique des terrains dans lesquels se développaient les bassins versants pourvoyeurs et qui assuraient ce contact topographique avant le creusement des vallées périphériques affluentes de la haute Jonte et du Trévezel jusqu'à Trèves et au-delà, au sud du col de Pierre Plantée. Sur le Causse Noir, ces dépôts correspondent à des épandages sur les replats qui dominent le vallon de Servillières et qui ont pu être associés à des paléo-pertes comme celle de la grotte du Borie de Gras. À ce stade, la haute vallée de la Garène n'existe pas encore. On observe un dispositif similaire sur le Causse Bégon, ce qui implique dans ce cas que la dépression de Nant, n'existe pas encore. On retrouve des témoins analogues en inversion de relief, associés à des paléokarsts sur les buttes qui dominent le canyon du Trévezel (Pas de l'Ane) entre La Baumelle et Espinassous. Ces formations d'épandages sur des pédiments finissant leur parcours dans des dépressions aveugles ont été partiellement démantelées par soutirage dans l'endokarst.

Le deuxième type de dépôt correspond à des sites proches des gouttières fluviatiles des rivières principales ou à des surfaces surbaissées ayant connu des fonctionnements fluvio-karstiques en relation directe avec ces cours d'eau avant la phase majeure de leur incision en canyons.

L'observation faite la plus en amont concerne la dépression d'Espinassous qui enregistre ce type de dépôt à 850 m, en position de gouttière fluviatile du Trévezel qui incise la surface à 900 m sur son trajet en aval. Notons à ce sujet que les alluvions du col de Pierre Plantée se trouvent entre 850 et 870 m d'altitude, elles-aussi significativement en contrebas des rebords du plateau traversé ensuite par le Trévezel. Ces indices enregistrent un réseau de vallons à peine imprimés dans la surface à 950 m et qui possèdent des cristallins.

En aval de la vallée de la Dourbie, On retrouve vers 800-830 m des galets de quartz, isolés ou très épars, remaniés à la surface ou piégés dans des poches karstiques, mais souvent à proximité immédiate d'indices de paléokarsts. Ces indices fluviatiles 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'une proto-Dourbie (?) sur son cours aval est-ouest qui a commencé à couler à cette altitude avant d'inciser sa vallée, puis son canyon. Une de ces poches karstiques est recoupée par la piste DFCI de la Forêt de Caoussous. La formation piégée dans cette poche présente des galets de quartz cévenols assez roulés emballés dans une matrice argilo-sableuse rubéfiée contenant des éléments ferrugineux : il est donc justifié de chercher la provenance de ce matériel dans le bassin versant circonscrit alors à l'axe du Trévezel selon le dispositif de gouttière fluviatile précédemment décrit. Le site de dépôt correspond à un petit polje à fonctionnement fluvio-karstique calé à 800-830 m le long de la gouttière fluviatile de la Dourbie et inscrits dans la surface à 850 m du Causse Noir. De même, le secteur surbaissé de Puech Margue a piégé des formations fluviatiles rappelant un niveau d'écoulement du Tarn vers 800 m, là-aussi une cinquantaine de mètres sous la surface du plateau alentour.

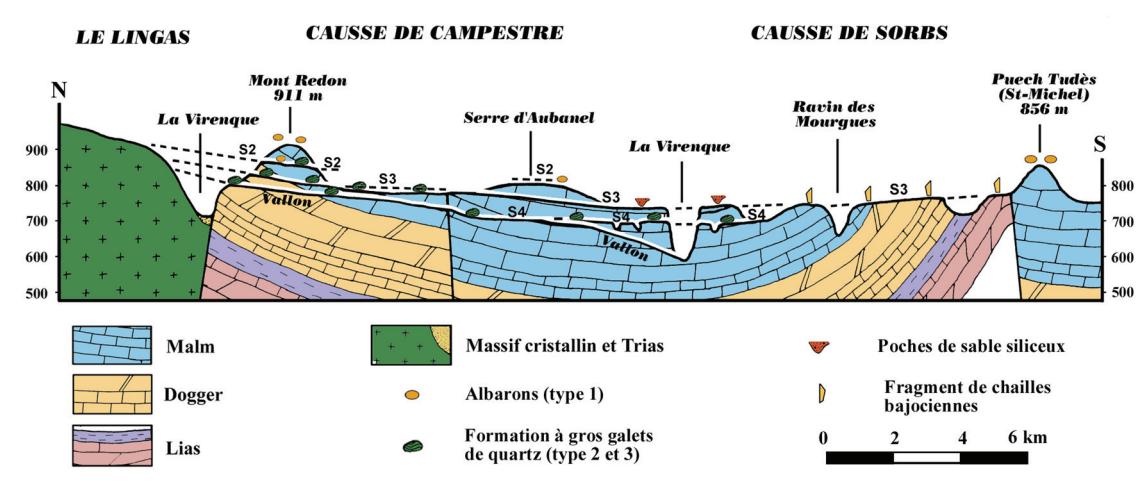


Figure 31 : Coupe synthétique à travers le Causse de Campestre. Elle met en rapport les différentes formations superficielles et les grands traits de la morphologie, pédiments et incisions fluviatiles. Les formations fluviatiles à cortège de roches paléozoïques et mésozoïques caractérisent plusieurs niveaux de transits corrélatifs de l'abaissement progressif du niveau de base (S2 et S3). Le massif ancien, les formations jurassiques et très certainement les dépôts crétacés étaient globalement nivelés et faisaient partie d'un vaste pédiment qui se raccorde à la Vireneque. Symétriquement, un autre pédiment assurait, depuis le sud, le transit des chailles bajociennes entre le relief de Saint-Michel et la Vireneque.

Le troisième type de dépôt correspond aux percées hydrographiques correspondant aux vallons de Servillières-Pellalergues, de la Garène, et plus modestement à ceux du petit causse de Canayère. Ces percées hydrographiques sont matérialisées par des alluvions allochtones parfois de gros module (25 à 30 cm de grand axe). Ces trainées de galets de quartz sont circonscrites dans des vallons fluviokarstiques qui correspondent à une évolution des épandages accueillis dans les poljes de contact et les dépressions aveugles drainées par des paléo-perfusions. Ces percées se sont frayé un passage à travers les reliefs du causse pour confluer avec la Jonte, la Dourbie et le Trévezel.

Par ailleurs, l'exemple de la déconnexion du vallon de Servillières et la capture partielle de son amont cristallin par la Garène, montre que la mise en place de ces percées hydrographiques s'est réalisée en plusieurs stades d'emboîtement. Le stade de la Garène est initié par le niveau de base du plancher à 850 m de Pradines alors que son bassin versant amont s'étendait largement au-delà de ses limites actuelles comme le démontrent les galets de granite à dent de cheval retrouvés sur cette surface (Figure 29). On retrouve là encore une tendance à l'organisation d'un réseau de drainage calé sur des niveaux de base situés aux alentours de 800-850 m, mais ces percées hydrographiques semblent plutôt suggérer une dynamique d'incision sans doute peu compatible avec les indices de divagation fluviatiles sur les replats fluvio-karstiques de Puech Nègre et de Puech Margue. On est donc fondé à proposer que la mise en place de ces percées a pu s'initier après le début de l'incision des canyons, au moins de leur partie supérieur.

Ces trois types de dépôts permettent d'identifier trois phases de mise en place à des stades majeurs de l'évolution du causse :

- Anciens niveaux d'épandages fluviatiles circulant à la surface du massif cristallin et débouchant dans les poljés de contact emboîtés dans la surface à 1000 m, calés sur le niveau de base de l'époque ; ces épandages se sont produits avant la mise en place du réseau hydrographique moderne des Grands Causses, et donc, avant l'incision majeure des canyons (**Error! Reference source not found.**) ;
- Niveaux fluvio-karstiques à 800-850 m, proches ou associés au début de l'implantation hydrographique du Tarn (niveau de Puech Magre à 800 m), de la Dourbie (niveau de Puech Nègre à 800-830 m) et du Trévezel (niveau d'Espinassous à 850 m) ;
- Percées hydrographiques permettant au drainage de surface de confluer avec les canyons de la Jonte à Pellalergues, de la Dourbie avec la Garène, du Trévezel dans les secteurs du Causse de Canayère et du Causse Bégon ;

Plusieurs paléokarsts correspondent à des paléo-perthes ou à des transits souterrains contemporains de ces niveaux fluviatiles qui parcourraient la surface du plateau ont été repérés sur la carte de répartition des formations fluviatiles cévenoles (Figure 30). Ces transits souterrains se sont accentués au cours du creusement des canyons comme dans l'Aven Noir ou la grotte de Dargilan, et sont toujours très actifs dans les réseaux actifs de la Jonte et du Trévezel.

Enfin, on indique aussi la présence de galets piégés dans des paléokarsts ou retrouvés sous forme de remplissages dans les cavités, car ils nous informent sur les dynamiques de dépôt et la conservation des formations alluviales de surface.

Nous avons principalement observé ces remplissages dans la vallée de la Jonte, lors de l'inspection des sites de prélèvements pour les datations cosmogéniques que nous avons faite avec A. Jacquet (résultats des travaux en cours en 2107 de A. Sartegou). Ces sites souterrains correspondent à des cavités s'ouvrant dans le canyon et posent le problème de l'interprétation de la dynamique de dépôt de ces alluvions pour déterminer s'il s'agit de simples soutirages d'une couverture sus-jacente, où de transits sédimentaires sur le trajet entre des paléo-perthes de la rivière et leurs sites de résurgence contemporains.

Ces aspects d'intérêt majeur, n'ont pas été spécifiquement traités dans cette étude, si ce n'est dans les acquis de l'évolution morphologique.

Néanmoins, on retiendra que l'analyse de ces traceurs sédimentaires dans l'endokarst pourrait permettre de préciser l'organisation ancienne du drainage, entre paléo-perthes du plateau, parfois réactivés (Dotz, Vessac, Catalo) ou de simples cavités (Lavandes, Sotch de la Tride, Patates), préfigurant l'organisation du drainage actuelle démontrée par les traçages par coloration.

4.6**LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET EDIFICES VOLCANIQUES**

Plusieurs édifices ou intrusions volcaniques ont été étudiés dans la région proche du Causse Noir, dont une partie sur le Causse Méjean : dyke du Puech Alluech, basaltes des Vignes (Guillot, 1974 ; Dautria et al., 2010), diatrème et éjectas du volcan d'Eglazines (Berger et al., 1968 ; Gastaud et al., 1983 ; Guillot, 1974 ; Ambert, 1991 ; Dautria et al, 2010), et d'autres sur les Causses du Massegros et de Sauveterre comme les maars découverts par Laurent Bruxelles (Bruxelles, 2007) ou encore les dykes identifiés par la carte géologique dans les versants de la rive droite du canyon du Tarn au droit de Saint-Enimie (**Error! Reference source not found.**). On note aussi le pointement du Puech de Bouya qui domine le canyon de la Dourbie sur le Larzac et la méga-doline Nabrigas qui domine le canyon de la Jonte sur le Causse Méjean et où du basalte sous forme de bloc a été trouvé : ces deux vastes dépressions pourraient indiquer la présence de maars.

Sur le Causse Noir, les formations volcaniques sont peu étendues et ne jouent qu'un rôle restreint et très local en tant que formations superficielles, mais nous reprendrons ici la description d'un affleurement sur le site du Puech Margue. Décrit comme une intrusion de basalte associée à des brèches, il s'est avéré être en fait un maar (volcan explosif phréatomagmatique) assez bien conservé. Ensuite nous concentrer sur deux aspects :

- l'apport du volcanisme phréatomagmatique pour la connaissance de l'évolution géomorphologique,
- et sa contribution au fonctionnement hydrogéologique, à savoir leur rôle de discontinuité au sein du réservoir.

4.6.1**Le maar de Puech-Margue :**

Un seul pointement volcanique est décrit sur le Causse Noir dans la notice de la carte géologique de St-Beauzely (Mennessier et Collomb, 1986) : « Le pointement du Puech Margue sur le Causse Noir est constitué par une masse de basalte prismatique avec un peu de brèche au SE. On pourra se reporter à E. Berger (1964) et E. Berger et al. (1968) pour avoir plus de détails ». La carte géomorphologique de Bernard Doria (1986) montre une extension significativement plus vaste et sub-circulaire. Situé hors des limites de la carte géomorphologique de la région de Millau de Paul Ambert (1984), nous ne savons pas s'il en avait connaissance. Les affleurements de faciès phréatomagmatiques reconnus lors de nos prospections de terrain (*Figure 32*), nous permettent de déterminer qu'il s'agit en fait d'un maar présentant une structure annulaire.

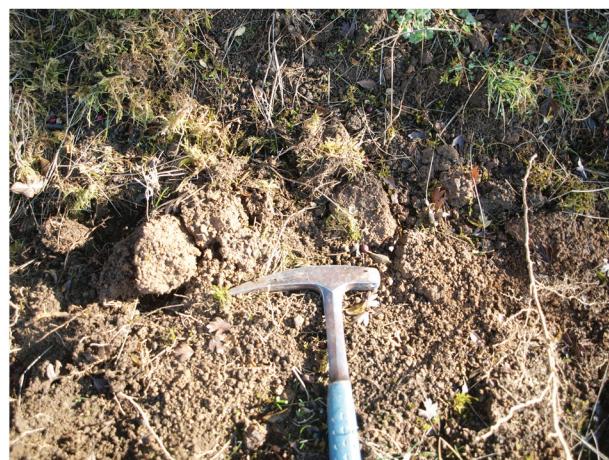


Figure 32 : Affleurement de basalte prismatique limité par un red parting au nord du Maar du Puech Margue (à gauche) ; faciès de lapillis phréatomagmatiques du maar du Puech Margue constituant un vaste affleurement annulaire autour des intrusions de basalte et d'une zone de brèche en positon centrale (à droite)

On observe une organisation annulaire concentrique des faciès typiques d'une explosion phréatomagmatique, qui découpe les dolomies bathonniennes à l'emporte-pièce, avec (Figure 33) :

- Des lapillis ou pépérites,
- Des basaltes prismatiques (en noir) auréolés d'un red parting (en rouge),
- D'une brèche en position centrale au milieu de la structure annulaire. Ces brèches minéralisées (gros cristaux de calcite) contiennent des éléments calcaires et sont associées à des procelanites (argiles cuites au contact de la lave).

Cette géométrie annulaire avec une accumulation de brèches de retombée en position centrale au lieu d'être disposées en « ring » à l'extérieur de la structure d'explosion est observée sur d'autres sites de maar en milieu karstique, comme le maar des Cocalières, près d'Arboras dans le bassin d'alimentation du Trou du Drac et de la grotte de Clamouse (Camus 1997 et 2003). Les éjectas retombe dans le cratère d'explosion, en eau dans la zone d'affleurement comme le confirme les lapillis, et les éléments calcaires arrachés par la remontée pyroclastique, s'accumulent ensuite dans la dépression centrale.

En périphérie des formations volcaniques, la dépression annulaire bute sur des contreforts dolomitiques modelés ici en ruiniformes. Aux alentours, notamment entre les affleurements du maar et le secteur de l'aven de la Baraque, on remarque que les dolomies du Bathonien ne présentent pas leur classique couverture de grésou, mais à la place, une couverture argileuse sombre qui pourrait être interprétée comme l'altération des produits d'éjectas volcaniques comme on l'observe très souvent sur les Grands Causses.

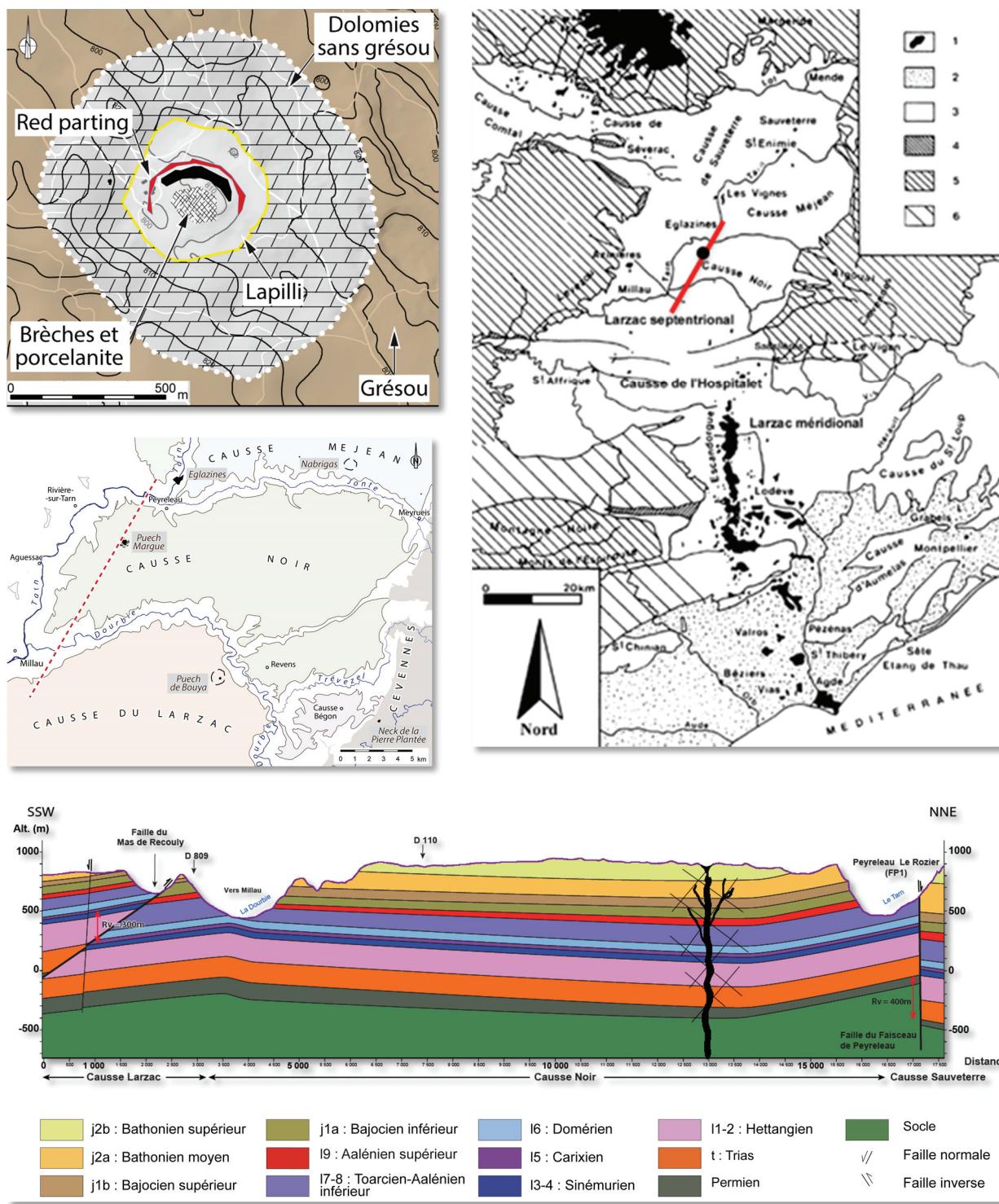


Figure 33 : Contexte structural du maar du Puech Margue. Carte du maar du Puech Margue (en haut, à gauche) ; Carte de localisation du maar sur le Causse Noir et tracé de la coupe géologique ; Cadre géologique du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc, modifiée d'après Ghristi et al. (1985) ; Coupe géologique NNE/SSW passant par le maar du Puech Margue, modifié d'après document GEOTER (2018).

4.6.2 Les informations paléogéographiques fournies par le volcanisme phréatomagmatique

Le volcan explosif d'Eglazines a déjà été présenté, dans le chapitre 3 sur les acquis de l'évolution morphologiques des Grands Causses (§.3.2.6.1), comme un des arguments paléogéographiques majeurs pour documenter l'ancienneté du creusement de la vallée du Tarn avec des datations de 13 à 14 Ma, c'est-à-dire un âge Serravalien (§. 3.2.6.1). Cette vallée n'avait pas forcément déjà la morphologie d'un canyon, mais une dépression en milieu très humide existait. Il illustre la précocité des explosions phréatomagmatiques dans ce secteur. L'activité phréatomagmatique est ici attribuée au passage de la vallée du Tarn et les éjectas stromboliens reconnus sur les versants qui surplombent le diatème de maar confirment une explosion à l'air libre (Figure 16).

Par ailleurs, il faut noter la présence toute proche de plusieurs maars sur les causses de Massegros 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, 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 dans le réseau de Castelbouc n°1 (Camus, 1999) révèlent de nombreux paléo-drains qui doivent leur morphologie à un fonctionnement en source vaclusienne ou dans la zone épinoisée contenant des halloysites issues du lessivage de formations volcaniques à la surface des plateaux.

4.6.3 Incidence sur les circulations dans le réservoir

Les intrusions volcaniques constituent des discontinuités majeures au sein du réservoir et le maar du Puech Margue ne déroge pas à cette règle. On peut même suggérer que cette explosion phréatomagmatique implique différentes incidences sur le fonctionnement hydrogéologique passé :

- Présence d'une nappe proche de la surface lors de l'explosion,
- Présence de lapilli indiquant que l'explosion a été aérienne et que la configuration générale du site n'a pas beaucoup changé depuis,
- Absence de couverture crétacée dans ce secteur, donc cette nappe est sous-tendue par le contexte hydrokarstique local contemporain du développement du plancher de la surface à 850 m, ce qui suggère un événement plus ancien que l'incision du canyon du Tarn en relation avec la proximité du niveau de base, ou bien, d'un événement plus récent, si une nappe suspendue existait, au-dessus des niveaux à stipites ou soutenue par la remontée de l'imperméable du Lias en aval des gorges du Tarn et de la Dourbie,

Le fonctionnement hydrogéologique actuel peut lui aussi être influencé à cause de la fracturation spécifique induites par l'explosion qui a produit un maillage de fractures radiales et concentriques injectées et potentiellement bloquée par des minéralisations. Ces remarques demandent à être confirmées par une étude spécifique afin de présenter des arguments d'explication des modalités d'infiltration verticale et de cloisonnement possible de la partie du réservoir affecté par cette fracturation volcanique et les circulations de fluides induites.

4.7 LES FORMATIONS PERIGLACIAIRES ET LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Nous étudions ici les formations périglaciaires dans la mesure où elles renseignent sur les fonctionnements karstiques, dynamiques de soutirage, notamment, et sur l'incision des vallées en termes d'enregistrement de la position du niveau de base local et de phases de déstabilisation des versants sous influence périglaciaire, notamment avec les glissements de terrains et les processus de solifluxion (Ambert, 1984 ; Doria, 1986).

Le Causse Noir, avec une altitude qui dépasse parfois 1000 m, est fortement soumis à l'action du gel et de la neige et la production de gélifracts est significative dans les lithologies qui s'y prêtent. En effet, l'impact du gel, passé et actuel, est très différemment enregistré qu'il affecte des affleurements calcaires ou des affleurements dolomitiques où son action est négligeable si ce n'est une gélivation de la dolomie poreuse en surface formant une pellicule de grésou au pied des ruiniformes (Ambert, 1991). Notons, la présence locale de chailles gélifractées, comme dans le secteur de Peyrefioc ou sur la bordure du causse entre Servillières et le vallon de la Garène par exemple.

Nous nous intéresserons ici aux formations qui témoignent de dynamiques d'ambiance périglaciaires en relation avec l'activité du gel et de la neige, notamment liées :

- à l'activité du gel sur place, sous forme d'accumulations de gélifracts 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 ; elles peuvent néanmoins tamponner la vitesse des infiltrations, notamment quand elles sont liées à des accumulations neigeuses ou encore en formant des bouchons à l'entrée des avens en fond de dolines et dans les vallons secs ;
- au transit des accumulations de gélifracts 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 ;
- aux masses glissées et aux phénomènes gravitaires dont mise en place a été assistée par des processus périglaciaires comme la solifluxion et la gélivation sur les versants du causse.

4.7.1 Les accumulation liées l'activité du gel et les dépôts de versant

Les secteurs d'affleurements calcaires présentent des profils régularisés hérités des phases froides du Quaternaire et sensiblement entretenus encore actuellement sur les versants convexo-concaves des reliefs à la surface du plateau, notamment les buttes karstiques et les dos de baleine (Doria, 1986). Pourtant, les dépôts périglaciaires hérités sont extrêmement modestes et mal représentés à la surface du causse. En effet, les formations périglaciaires ne constituent pas d'importantes surfaces et se concentrent localement dans les points bas de la topographie du plateau et dans les fissures karstiques, ainsi que sous forme de clapiers sur les sommets aplani par les calcaires.

Les gélifracts et les plaquettes calcaires éclatées par le gel (Figure 34) sont fortement sensibles à la dissolution qui a pu être très efficace au cours de l'Holocène. Cela explique leur relativement faible représentation là où on s'attendrait à en voir beaucoup plus. De plus, dans les points bas, le soutirage et l'évacuation par l'endokarst ont certainement contribué à la disparition partielle de ces formations en surface, l'espace libéré devenant disponible pour les accumulations de gélifracts de la phase cryogénique suivante. Ces dépôts peuvent néanmoins être conservés quand ils ont été suffisamment enfouis ou piégés dans des structures de soutirage plus ou moins actives (Figure 34), sinon, ils sont largement remaniés dans les colluvions des dépressions cultivées.

En revanche, les versants des canyons sont abondamment couverts de grèzes au pied des corniches calcaires, souvent consolidées par les encroûtements carbonatés. Il s'agit le plus souvent de couloirs d'éboulis au pied des escarpements

calcaires, le plus souvent creusés en cirques de nivation. Localement, elles peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et peuvent être transformées en brèches sédimentaires (Figure 35).

Notons que la gélification s'exerce aussi très bien sur les chailles des affleurements de calcaire en place, ainsi qu'en surface des couvertures d'argiles à chailles. C'est aussi le cas des formations allochtones de socle, notamment des phyllades qui éclatent en plaquettes, mais aussi des quartz d'exsudat traversés par des veines schisteuses. L'action du gel sur ces couvertures implique aussi la protection du substratum sur lequel elle repose.



Figure 34 : Entonnoir de soutirage recoupé par l'ouverture de l'entrée de l'Aven des Lavandes montrant un remplissage gélifract calcaires ; cette cavité s'ouvre dans les dolomies. Un des nombreux soutirages de la Cardoulière réactivés dans d'anciennes structures de soutirage remplies de matériel périglaciaire et d'argiles à chailles à la base.

4.7.2 Les formations périglaciaires de vallons et de dépressions, implications hydrologiques

Ces dépôts de gélifracts occupent le fond des vallons sec et des dolines de façon extrêmement discontinue à l'échelle du causse. La disparité de leur répartition est à attribuer à l'importance des affleurements dolomitiques peu gélifs, mais aussi à un moindre impact de la dissolution par les sols de l'Holocène dans les couvertures colluviale à cette altitude, ainsi qu'à l'exportation des produits cryoclastiques en transit dans les vallons secs ou par soutirage karstique. C'est particulièrement le cas sur les zones sommitales, comme dans le vallon du Devès de la Garde à l'ouest du Serre d'Aluech. On retiendra que ces accumulations indiquent des zones d'infiltration préférentielle liée à l'accumulation et à la fonte de la neige. Ces modalités d'infiltration empêchent le ruissellement concentré après la fonte et favorise l'infiltration diffuse sur les lapiés environnants en assurant le décolmatage éventuel de l'endokarst sous-jacent dans l'axe des talwegs ou dans les dolines des zones sommitales.

En aval versant, des cônes de matériel cryoclastique forment de légers bombements qui traduisent un fonctionnement passé des vallons qui débouchaient dans les secteurs en dépressions du plateau. Cela démontre leur capacité à transporter des alluvions, probablement en raison de l'imperméabilisation du fond des vallons fluvio-karstiques induite par la formation d'un pergélisol au cours des périodes froides du Quaternaire. Ces conditions particulières ont restauré un transit superficiel comparable à celui qui existait avant le creusement des canyons et l'avènement du soutirage qui prédomine le reste du temps.

Ces formations ont aujourd'hui un rôle relativement mineur à la surface des plateaux. Leur puissance peut toutefois ralentir les circulations sans avoir la possibilité, du fait de leur grande porosité, d'en limiter l'infiltration. Ponctuellement, la disparition ou le tassement de ces formations permet de déceler un point de soutirage ou d'infiltration masqué,

notamment au pied des bordures de corrosion où ils correspondent à des secteurs plutôt secs par rapport au reste des dépressions de type poljé ou ouvalas (*cf. infra*).

Dans les grandes dépressions, les formations périglaciaires à la surface des causses jouent deux rôles principaux :

- elles permettent de caractériser l'état de décapage des couvertures et d'érosion du substratum des surfaces karstiques, comme les formations à chailles gélifractées de la surface à 900 m de Peyrefioc et du paléo-poljé de Latour ou bien les formations à cryoclastes calcaires qui s'accumulent à la base des corniches, des escarpements calcaires ; elles peuvent aussi couvrir le fond des grandes dolines comme celle de Sérigas ou celles des alentours de Vessac et surtout dans les grandes dolines et les dépressions du secteur de Lagens et des Pradasses ou encore de Layolle ; il peut s'agir d'état d'érosion moins actifs que dans le passé comme en témoignent les puissants remplissages dans certains vallons fluvio-karstiques comme entre Saint-André-de-Vézines et Brunas (Figure 34) ;
- elles participent à la capacité de rétention d'eau et d'infiltration dans les dépressions karstiques, notamment dans ces paléo-poljés et dans ces vallons ; si ce rôle n'est pas prédominant en général, il a pu être primordial dans le cas des vallons à comblement périglaciaire où les infiltrations n'étaient probablement pas possibles avec un sol gelé, ce qui induit des dynamiques d'érosion aréolaires et le déblayage de certaines couvertures héritées, et par là, la mise à l'affleurement de nouvelles surfaces sensibles à la cryoclase.



Figure 35 : Talus de grès périglaciaire dans le canyon de la Dourbie (à gauche) ; cône de déjection du ravin de la Bouteille bouleversé par les écoulements torrentiels des intempéries de 1980 (à droite).

Dans les paléo-poljés, les ouvalas ou les grands vallons fluvio-karstiques perchés qui conservent parfois des couvertures substantielles de grésou, d'argiles à chailles et surtout du produit de l'altération de la couverture crétacée (méga-dolines) protégeant le substratum de l'action du gel, les accumulations de cryoclastes peuvent néanmoins être épaisse de plusieurs mètres (Figure 34). Les dépôts de versants périglaciaires ont été mobilisés et transportés jusqu'à par les ruisseaux depuis les reliefs calcaires environnants et accumulés dans les points bas. Ces formations ne formant pas toujours de cônes de déjection apparents par rapport aux planchers de ces poljés ou au fond des grands vallons fluvio-karstiques, on peut conclure qu'elles remplacent probablement des formations plus anciennes préalablement évacuées par soutirage libérant ainsi la place pour les formations périglaciaires. De même, on remarque ces formations en quantité modérée dans les chapelets de dolines qui s'égrènent en périphérie des ouvalas et de certaines grandes dépressions à fond calcaire comme Vessac, Brunas, Lagens ou Layolle. Ces dépôts traduisent ces secteurs l'ablation cryoclastique, la production de gélifract et l'absorption (quasi en continu) de ces formations vers l'endokarst.

Dans les deux cas, ces dynamiques de dépôts et d'érosion des formations périglaciaires soulignent le rôle de l'évacuation des matériaux par le karst souterrain, notamment dans les zones endoréiques.

4.7.3 Brèches d'écoulement et corps de glissement

Nous nous intéressons ici aux formations gravitaires affectant les assises karstiques ou jouant un rôle dans l'évolution ou le fonctionnement des infiltrations ou des venues d'eau par la mise en place de masses glissées par des processus de solifluxion, sur les marnes du Toarcien par exemple, ou d'écoulement assistés par l'activité périglaciaire, dans l'axe de drainage constitué par certains couloirs de brèches.

Par ailleurs, que dans la vallée du Tarn et de la Dourbie, ces formations éboulées ou glissées traduisent aussi un stade d'enfoncement de la vallée et permettent de caler le seuil hydraulique qui a contrôlé la position du niveau de base au cours du développement en reculée de la haute vallée de la Dourbie dans la dépression de marnes du Lias de Nant et de la reculée karstique du Durzon du côté Larzac.

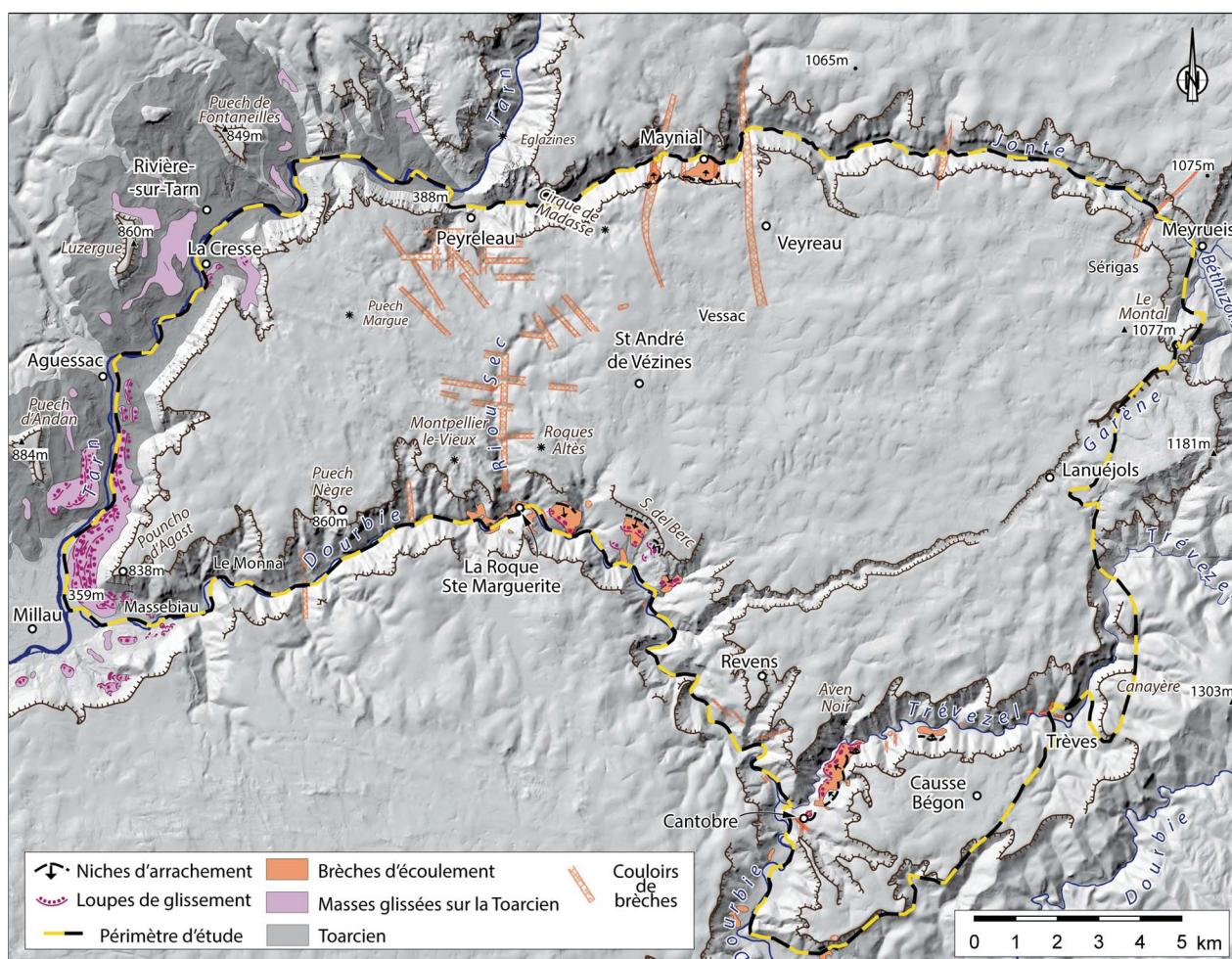


Figure 36 : Carte de répartition des glissements de terrain et des brèches d'écoulement dans les canyons bordiers.

Sur tous les versants du Causse Noir et du Larzac qui dominent le Tarn dans la dépression de Millau, des masses glissées à la faveur des marnes du Toarcien sont en partie constituées de corps de brèches issus du démantèlement de la double corniche du Dogger sur les versants. Ces bourrelets sont assez vastes pour être cultivés et aménagés pour l'implantation de quelques fermes. Ces implantations bénéficient de lignes de sources qui soulignent localement les semelles de glissement et drainent quelques venues d'eau karstiques plus haut dans le versant. Certains de ces

replats sont assez vastes pour accueillir de petites bourgades comme La Cresse, Paulhe et Carbassas. L'alimentation est assurée par les sorties karstiques se faisant au toit de l'imperméable au fond de petites reculées comme celle plus imposante du Boundoulaou sur les flancs du Larzac.

Dans les canyons de la Dourbie, du Trévezel et de la Jonte, les phénomènes de glissement par solifluxion sont nettement plus modérés, mais ils traduisent au moins partiellement, les conditions hydrodynamiques les éboulements correspondant à la déstabilisation de zones déstructurées comme des couloirs de fracturation et de brèches d'altération. Ces corps de brèches de calcaires et de dolomies sont alimentés par leur propre impluvium, mais surtout par les écoulements de surface et souterrains issus des assises carbonatées auxquelles ils s'adossent, généralement dans l'axe de couloirs de brèches d'altération. On observe que les brèches d'écroulement en face du Maynial, ou celles de Trévezel sont constituées en partie de ces brèches d'altération, parfois minéralisées, et en partie d'éboulis de blocailles et de grès. Dans la Dourbie, ces masses écroulées sont constituées de corps de brèches issus du démantèlement de la double corniche du Dogger, toujours en relation avec la présence de brèches d'altération. Ces zones de faiblesse mécanique sont sollicitées par les écoulements drainés par les couloirs de fantômisation au sein du massif carbonaté. Dans ces cas de figure, on n'observe pas de lignes de sources, mais des sources karstiques occultes qui constituent néanmoins des points de restitution des eaux concentrés.

5. LES FORMES KARSTIQUES DE SURFACE

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 Noir depuis le Néogène (Ambert, 1991), et par là, à la structuration des drainages souterrains. Le rôle du Quaternaire dans la morphogenèse est bien connu (Doria, 1986) et ce de longue date (Marres, 1935 ; Corbel, 1954), parfois de façon abusive concernant la karstogenèse responsable de l'évolution morphologique du plateau (Rouire, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Prever-Loiri, 1979 ; Cals et al., 1980). Les travaux récents indiquent l'ancienneté des évolution morphogéniques et géodynamiques à l'origine de certaines formes conservées par immunité karstique. Cette immunité vis-à-vis de l'érosion de surface est garante de la conservation des formations superficielles et des altérations corrélatives des grandes phases de karstification (Ambert, 1984 et 1991 ; Bruxelles, 2001 et 2003 ; Séranne et al., 2002, Camus, 2003 ; Bruxelles et Camus, 2010 et 2013 ; Husson, 2013 ; Camus, 2018 in Husson et al., 2018).

Sur le Causse Noir l'essentiel des formes karstiques sont postérieures aux déformations pyrénéennes tronquées par des surfaces d'aplanissement. Néanmoins dans le détail, certains secteurs en relief et surtout en creux sont des reliques de surfaces significativement antérieures (Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003). Il s'agit d'indices de paléokarsts rappelant l'histoire continentale et marine des Grands Causses depuis l'épisode bauxitique du Crétacé et parfois de formes toujours marquantes dans le paysage comme certaines mégadolines ou les couloirs d'altération à remplissages de laminites recoupés par les versants et les aplatissements.

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

Nous dressons ici la typologie des paléosurfaces et des formes karstiques retenues pour l'établissement des cartes morphokarstiques du Causse Noir à 1/100 000 (figure 6-A3 de l'atlas A3 et Annexes 2) présentée en fin de ce chapitre. Cette typologie morphokarstique du Causse Noir présente les paléo-surfaces et les formes corrélatives des principales phases de karstification, décrites en tenant compte des conditions de leur mise en place :

- Les formes en reliefs sur le plateau :
 - o les paléosurfaces, notamment les surfaces et les replats 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 formes en creux à la surface du plateau :
 - o les paléo-poljés et les poljés, leurs planchers et leurs bordures de corrosion ; ces formes sont souvent héritées et démantelées, mais certains secteurs ont conservé leur capacités de fonctionnement ;
 - o les vallons fluviokarstiques ;
 - o les dolines, les ouvalas et les méga-dolines ;
- Les formes de déstabilisation des versants du causse (canyon) et de ravinement torrentiel en relation avec le karst :
 - o les formes gravitaires indiquant des dynamiques de recul des versant : glissements et écroulements ;
 - o les formes actives et les formations torrentielles liées aux intempéries de 1980 et assimilées.

Certaines de ces formes karstiques sont plus ou moins étendues, plus ou moins discontinues, et peuvent être circonscrites à l'échelle du plateau ou peuvent au contraire dépasser largement l'extension de ce dernier.

5.1 LES SURFACES ET LES REPLATS

Ces formes ont été générées dans des contextes géologiques et géomorphologiques très différents de l'actuel et certaines d'entre elles étaient d'ailleurs des points bas et se retrouvent aujourd'hui en inversion de relief.

L'observation des formes du paysage couplé au traitement du modèle numérique de terrain (MNT) (*Figure 5*) révèle l'existence de nombreux replats indépendants de la structure sur le Causse Noir : pendage, faille, variation lithologique. Il résulte de cette analyse que le Causse Noir ne semble pas présenter de témoins des paléosurfaces les plus anciennes généralement reconnues dans les Grands Causses, notamment la surface Fondamentale des Causses qui semble y être absente.

A l'échelle du Causse Noir, ces replats ne correspondent pas à une surface d'érosion généralisée mais plutôt à des niveaux d'aplanissements karstiques emboîtés les uns dans les autres, ainsi définis comme des surfaces de substitution karstique. D'extension variables, ces formes sont généralement emboîtées dans la surface précédente. Elles matérialisent plusieurs phases d'abaissement relatif du niveau de base sur lequel se calent ces aplatissements.

Au cours de ce travail, nous avons reconnu plusieurs surfaces qui sont parfaitement en accord avec celles que nous avions identifiées sur le Causse Méjean tant par leur dispositif d'étagement que par les formes de détail et les formations superficielles qu'elles présentent (Camus, 2018, in Husson et al., 2018). L'étagement de ces surfaces est très net sur le Causse Noir. Elles se présentent comme une série de gradins descendant du massif cévenol jusqu'au promontoire escarpé du Pouncho d'Agast qui domine le site de Millau.

5.1.1 La Surface Fondamentale des Causses et sa dégradation

5.1.1.1 Concept de Surface Fondamentale des Causses

La Surface Fondamentale des Causses (S0), bien que mal conservée et mal datée, est invoquée par l'ensemble des auteurs pour expliquer l'inadaptation du réseau hydrographique à la structure des causses à l'échelle des Grands Causses (Marres, 1935 ; Coulet, 1962 ; Joly et Dewolf, 1985 ; Ambert, 1994).

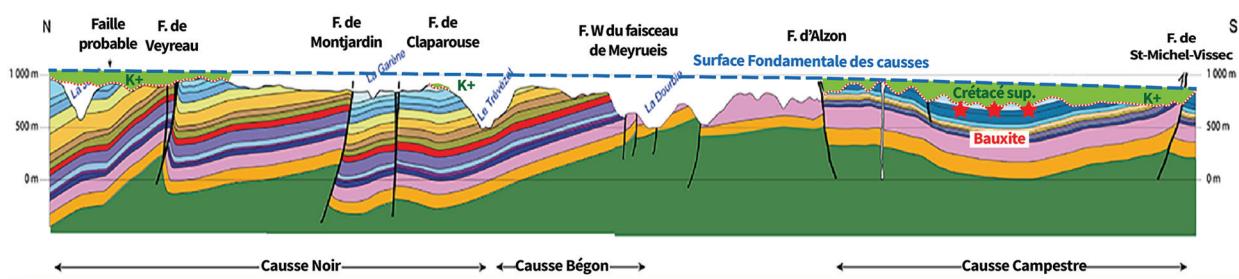


Figure 37 : Coupe NS du Causse noir au Causse Campestre montrant la géométrie des dépôts du Crétacé sup. et de la Surface Fondamentale des Causses

La Surface Fondamentale des Causses (S0) 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, et se poursuivre jusqu'à la fin de l'Eocène puisqu'elle nivelle sur un même plan les grands accidents pyrénéens qui morcèlent le causse.

Dès la charnière Crétacé supérieur-Tertiaire, cette surface atteint le substratum calcaire et dolomitique, comme le confirment l'âge campanien des remplissages karstiques de la Virenque (Alabouvette et al., 1981) et elle recoupe les premières structures liées à la géodynamique pyrénéenne en cours depuis le Crétacé terminal (Bruxelles, 2001), notamment en décapitant les structures anticlinales (Bruxelles et Camus, 2013). La Surface Fondamentale est donc une surface diachrone.

Cette surface semble accuser une pente en direction de l'ouest. Elle est largement démantelée et se retrouve sous forme de lambeaux tangents à certains hauts reliefs des Causses, autour de 900-950 m au centre du bassin et jusqu'à 1100-1300 mètres d'altitude au voisinage du contact avec le socle cévenol, ainsi le Causse Noir se développe partout sous le niveau de la Surface Fondamentale des Causses.

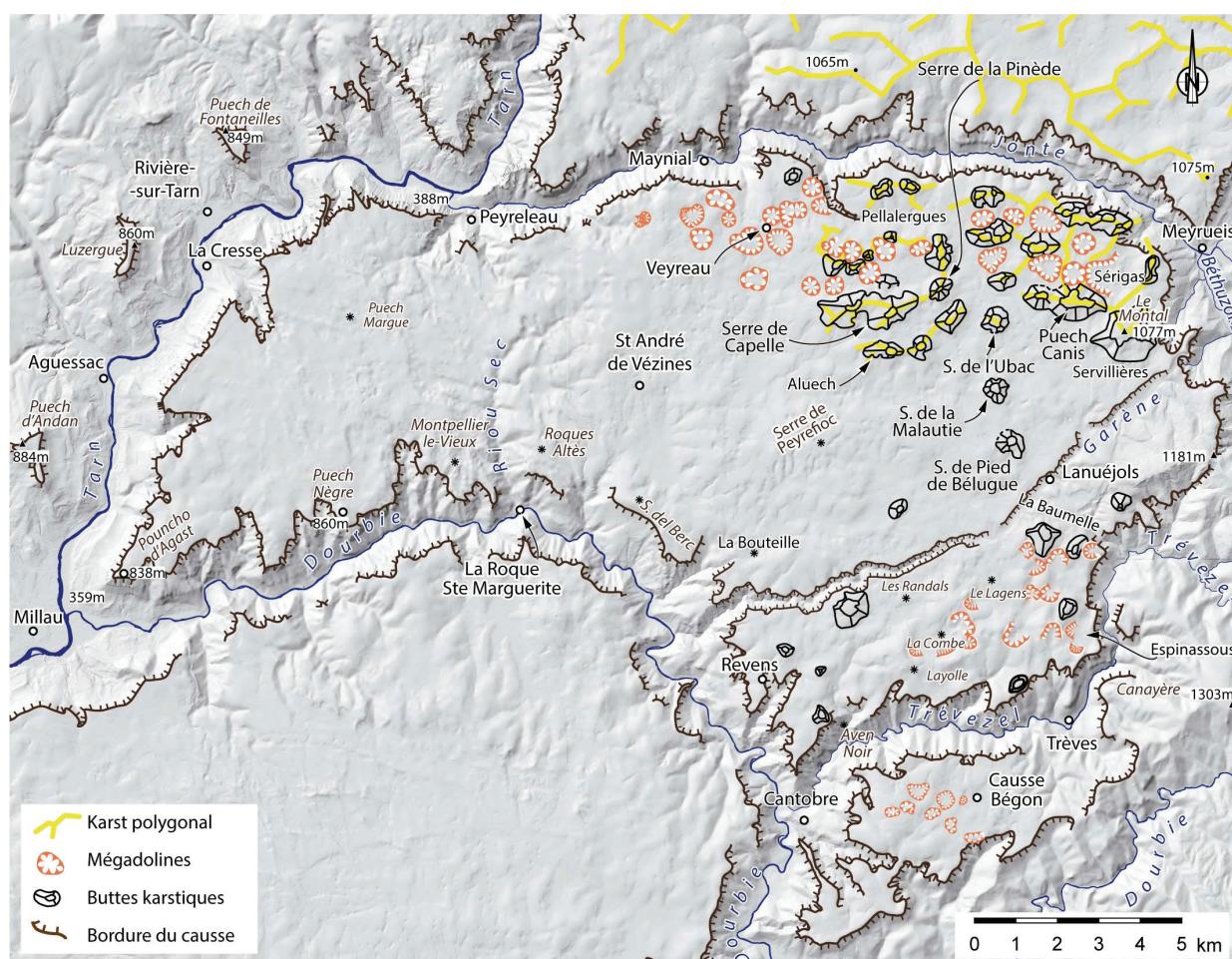


Figure 38 : Karst polygonal tronqué par la surface à 1000 m, évoluant en karst à buttes et mégadolines.

5.1.1.2 Karsts à buttes et karst polygonal

Dans le paysage actuel, la Surface Fondamentale des Causses n'est donc plus que résiduelle et elle est absente sur le Causse Noir (Figure 37).

Là, sa dégradation a conduit dans un premier temps à des formes en reliefs constituant des buttes en dômes plus ou moins conique, parfois en dos de baleine, isolés ou au sein d'ensemble de collines. On appelle ces reliefs typiques des karsts à buttes ou *kuppen karsts* (Figure 38). On les connaît bien en milieu tropical, où ils se caractérisent par des karsts coniques ou des karsts à tourelles plus près du niveau de base.

Entre ces reliefs, des formes en creux correspondent initialement à des dolines. Lorsque le creusement de ces dépressions s'accentue et qu'elles finissent par se rejoindre, elles constituent un karst polygonal. On parle de dispositif

cellulaire constitué par coalescence de dolines séparées par de simples cloisons (Figure 38). Ces dolines atteignent généralement de vastes dimensions, d'où leur appellation de « mégadolines », même si ce terme peut désigner des dépressions isolées.

L'essentiel de cette évolution correspondant à la dégradation de la surface Fondamentale des Causses s'est opérée par crypto-altération sous les couvertures d'altération anciennes issues de dépôts du Crétacé. Le remplissage de ces mégadolines est donc le résultat d'une longue évolution sous des couvertures parfois totalement érodées sur les reliefs alentour. Elles en conservent des indices paléokarstiques et surtout les caractéristiques d'infiltration. Rappelons pour mémoire que sur le Causse de Campestre (Figure 37), le Serre d'Aubanel et la doline du Luc Bas sont des reliefs exhumés par l'érosion des termes du Crétacé supérieur (Bruxelles, 2001). Dans ce cas, ces paléo-reliefs se confondent dans le paysage avec les reliefs polygonaux issus de la dégradation de la Surface Fondamentale.

5.1.1.3 Extension de ces surfaces

Sur le Causse Noir, la tranche de substratum concernée par ces paléo-reliefs infra-Crétacé sup. du type « surface des Bauxites » a été totalement érodée par la mise en place des paléo-surfaces postérieures, mais aussi au détriment de la Surface Fondamentale des Causses (Figure 37).

Cette érosion se traduit par la troncature du karst polygonal issu de la dégradation de la surface Fondamentale des Causses, par la surface à 1000 m S2 (Figure 38). Les buttes et des zones sommitales qui culminent entre 950 et 1000 m à l'est du causse rappellent l'extension de cette surface de troncature. Cette surface se développe principalement dans la partie nord-est du plateau et se prolonge par des reliefs de plus en plus dégradés vers le sud jusqu'au canyon du Trévezel. Cette troncature révèle l'extension d'un vaste dispositif de structures cellulaires dont le cloisonnement isole un grand nombre de mégadolines parfois coalescentes. Ce karst polygonal hérité et tronqué s'étend au sein de zones sommitales en forme de buttes et de dos de baleine comme le Montal (1077 m), le Puech Canis (1008 m), le Mont Domergue (1007 m) et plus à l'ouest, le Serre de la Pinède (1001 m) et le Serre de Capelle (1192 m) dont les sommets correspondent à la surface à 1000 m résiduelle.

Pour conclure sur le sujet, la surface Fondamentale et les paléo-surface infra-Crétacé sup. antérieures sont absentes du Causse Noir car les surfaces de substitution postérieures ont remodelé le substratum (Figure 37). Néanmoins, quelques éléments constitutifs de ces évolutions anciennes sont préservés sous formes de traces, comme les blocs de grès de Crétacé supérieur du secteur du Puech Canis ou des dépressions voisines d'Espinassous, ou les laminites conservées dans les paléokarsts sommitaux ou recoupés par les versants des canyons (§. 4.1 et 4.2).

Ces paléo-reliefs en buttes et en creux sont regradés par des surfaces d'aplanissement plus récentes et d'extension parfois importante, répondant à la définition de plaine karstique, voire de paléo-poljé (*cf. infra*).

5.1.2 Les surfaces d'aplanissement et les replats

Ces surfaces d'aplanissement sont décrites depuis longtemps et Paul Marres (1935) en distinguait six niveaux étagés sur le Causse Méjean : 1200-1180 m, 1180-1100 m, 1040-1020 m, 980-880 m, 860 et 820 ; ils leur attribuaient une origine fluviokarstique. Delannoy (1978) replaçait l'étagement de ces surfaces sur le Causse Méjean dans une dynamique tectonique, en invoquant des « processus d'aplanissement qui, tout en substituant à la surface éogène déformée des aplatissements partiels, ont nivelé les accidents les moins vigoureux ».

Ces points de vue sont à nuancer :

- car, comme nous l'avons déjà précisé, de nombreux replats apparaissent indépendants de la structure, pendage, faille, variations lithologiques (Figure 39),

- ce qui est confirmé par l'identification de surfaces de natures morphogénétiques variées grâce à la typologie des formations superficielles supportées par ces surfaces d'aplanissement.

Marquant nettement le paysage dans certains secteurs, ces formes 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. Ces surfaces 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 (*cf. infra*).

Là aussi, les indicateurs de crypto-corrosion entrent en jeu avec le développement des mégalapiés de type « *canaules* » lorsque le plancher de ces surfaces est constitué de dolomies, comme à Montpellier-le-Vieux, ou de type « *rajols* » avec les buttes isolées comme Roques Altès ou encore le long des bordures de corrosion. D'autres indicateurs traduisent la crypto-altération sous la forme d'enduits ferrugineux et d'encroûtements de calcite qui soulignent le front d'altération affectant le substratum carbonaté en bordure et au fond de ces dépressions karstiques.

Ces replats ne correspondent pas à une surface d'érosion généralisée mais plutôt à des niveaux d'aplanissements karstiques ou surface de substitution karstique. D'extension moindre, ces formes sont généralement emboîtées dans la surface précédente. Elles matérialisent plusieurs phases d'abaissement relatif du niveau de base sur lequel se calent ces aplatissements. Chaque nouveau niveau correspond à une dissolution basale et recul de cette bordure de corrosion.

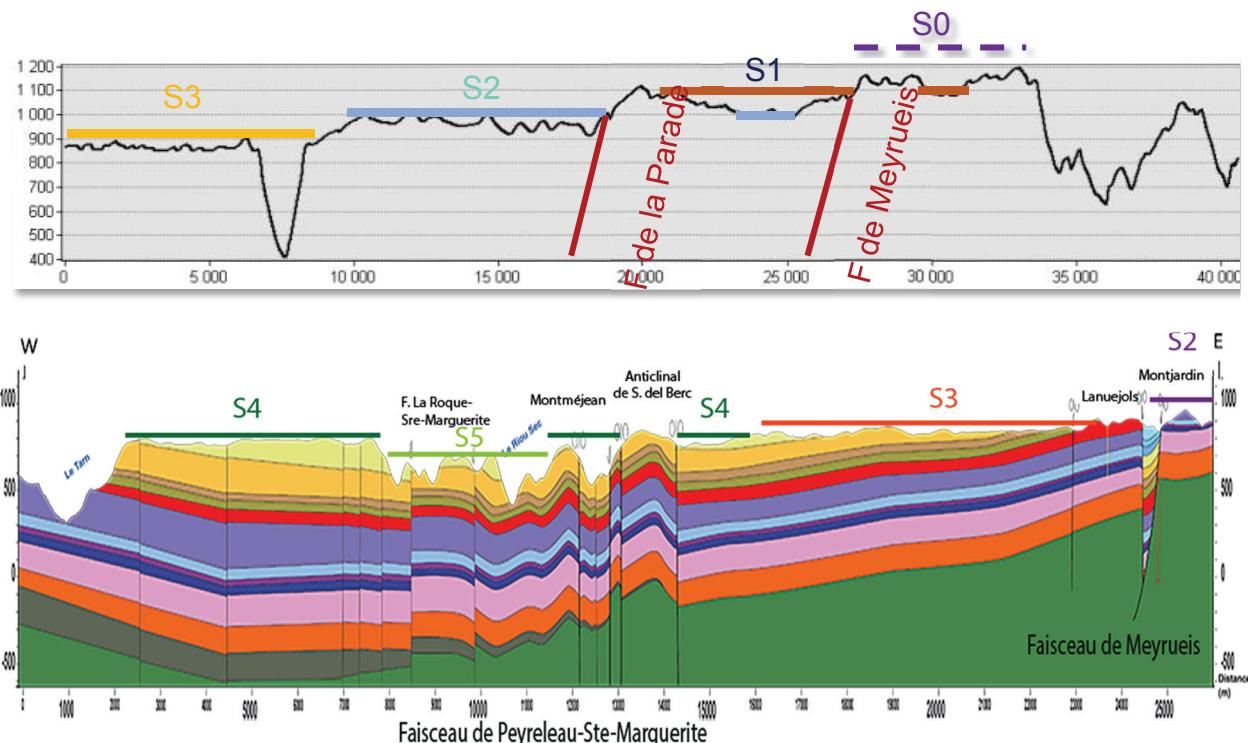


Figure 39 : Coupe E-W illustrant les correspondances de l'étagement des paléo-surfaces du Causse Méjean (en haut) et du Causse Noir (en bas), les différents niveaux s'étendent largement dans d'autres directions en nivellant les failles

La numérotation de ces paléo-surfaces adoptée pour le Causse Noir correspond à des surfaces d'aplanissement reconnues sur le Causse Méjean qui présente les points les plus haut du bassin des Grands Causses au voisinage du socle cévenol (Camus, 2018, in Husson et al., 2018). 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 décamétrique.

Plusieurs des niveaux de paléo-surfaces ont été identifiés sur le Causse Méjean (*Figure 39*) :

- **S0** : surface sommitale très résiduelle entre 1200 et 1300 m qui pourrait ici représenter la dégradation ultime de la Surface Fondamentale des Causses qui se retrouve mieux conservée vers le centre du bassin où de vraies surfaces d'aplanissement existent (*Figure 37*).
- **S1** : surface intermédiaire à 1100 m, formant très nettement une grande banquette horizontale adossée aux reliefs sommitaux qui la dominent, elle s'étend vers l'ouest en regroupant un vaste karst à buttes qui occupe le centre et le nord du Causse Méjean ;
- **S2** : surface à 1000 m, déjà bien reconnue par les auteurs (Marres, 1935 ; Coulet 1969 ; Delannoy, 1978 ; Vanara, 1990) ; elle regroupe la surface à 1100 m et nous avons démontré qu'elle tronque par substitution un dispositif polygonal de méga-dolines correspondant au prolongement vers le sud du karst à buttes pré cité ; nous avons montré aussi par l'analyse de ses couvertures et de son état d'altération que cette surface nivelle la faille de la Parade ;
- **S3** : surface à 950 m qui s'étend dans la partie ouest du Causse Méjean, sous forme d'un vaste plancher de crypto-altération qui se prolonge de l'autre côté du canyon du Tarn sur le Causse de Massegros ;
- **S4** : surfaces et replats correspondant à des petits paléo-poljés emboîtés dans la surface S3 et présentant plusieurs niveaux d'emboîtement entre 900 et 800 m.

Beaucoup de ces surfaces ont ainsi une extension plus vaste que celle des différents entablements des causses et certaines sont circonscrites à certains d'entre eux. Sur le Causse Noir, cet étagement est nuancé par des secteurs en dépressions imprimées dans ces surfaces. On identifie :

- des paléo-poljés comme ceux de Latour (950 m) et de Pradines (850) ou des poljés toujours actifs comme celui de Sérigas ou la dépression de Vessac,
- ainsi que par de nombreuses dolines de grande taille et des ouvalas.

Ce dispositif géométrique implique l'antériorité des surfaces d'aplanissements, parfois portées en position sommitale et de crête par inversion de relief, par rapport à l'évidemment de toutes ces dépressions, mais il n'exclut absolument pas l'antériorité de paléo-formes enfouies ou empâtées sous leur couverture de crypto-altération.

5.1.3 Les niveaux de surfaces d'aplanissement

Plusieurs de ces surfaces connues aux alentours sur le Causse Méjean ou sur le Larzac et les causses méridionaux (*Figure 37*), sont absentes du Causse Noir qui est le plus petit des Grands Causses. Le Causse Noir présente ainsi quatre aplatissements majeurs.

La surface à 1000 mètres (S2) a une extension relativement faible sur le Causse Noir (*Figure 40*). Très dégradée, on la retrouve au nord-est du causse et à cheval sur le contact avec socle cévenol jusqu'au Causse de Canayère. Elle tangente les sommets aplatis du Causse Noir séparés par de vastes dépressions et se prolonge au nord sur le Causse Méjean où elle se développe sous forme d'aplanissement percé de mégadolines. Quelques buttes rappellent l'extension initiale de cette surface dans le même secteur, Serre Gargo (962 m), Serre du Moulin (983 m), jusqu'au Serre d'Aluech à l'ouest (997 m), puis vers le sud, les buttes plus isolées du Serre de l'Ubac (987 m), du Serre de la Malautie (1001 m) et du Serre de Pied de Bélugue (976 m). Les reliefs aplatis proches de 1000 m, entre la butte de Montjardin, au-dessus des dépressions d'Espinassous et de la Combe confirme son extension au sud jusqu'au Trévezel (*Figure 38*).

La surface sommitale S2 est fossile, elle a évolué en karst à buttes par exhumation et évidemment du remplissage des cellules de crypto-altération du vaste karst polygonal démantelé qui s'étend au nord sur le causse Méjean. On n'identifie pas ici de lambeaux de la Surface Fondamentale des Causses (S0), mais des pans de la surface infra-Crétacé supérieur exhumée pourrait être représentés ponctuellement (*Figure 37*). Les méga-dolines qui s'inscrivent dans cette surface pourraient ainsi correspondre aux culots en forme de bols renversés des cellules de crypto-altération et à leur évolution postérieure depuis la troncature de l'aplanissement de S2.

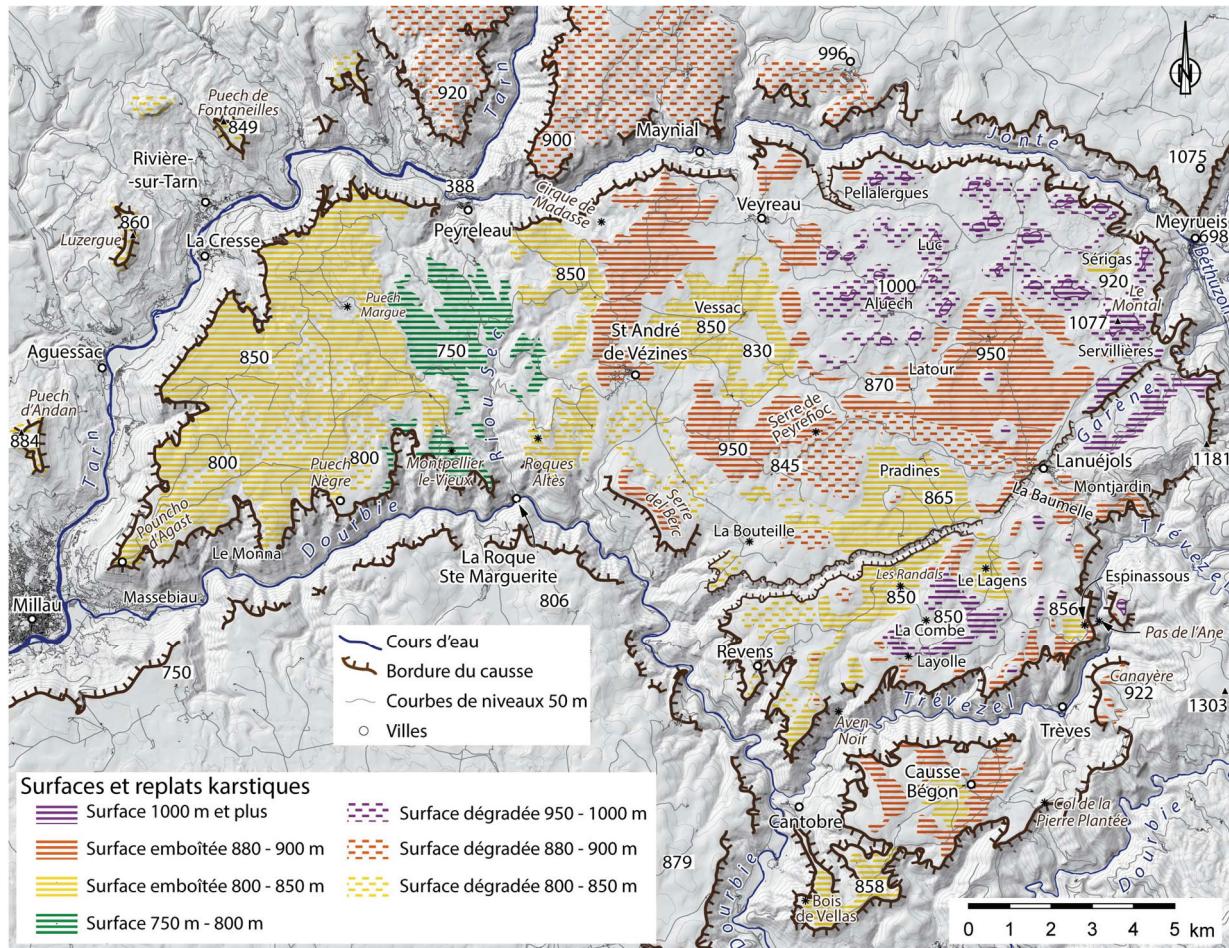


Figure 40 : Carte des paléo-surfaces du Causse Noir

On note qu'elle s'étend indifféremment de part et d'autre de la faille inverse de Veyreau et surtout du faisceau de Meyrueis, puisqu'elle se poursuit sur le socle cristallin. Elle constitue la marche supérieure du dispositif de replats en escalier descendant vers l'ouest qui caractérise le Causse Noir. Ce dispositif d'étagement est donc à un abaissement des niveaux de base sans rejeux majeurs de ces failles en termes de déformation.

Enfin, les replats et les versants des collines dans tout le secteur au nord du paléo-poljé de Latour, sur les reliefs qui entourent les dépressions d'Aluech, du Luc et de Sérigas, sont parsemés de chailles éparses qui rappellent l'ancienne couverture qui a concouru à l'édification de la surface à 1000 m.

La surface S3 à 900-950 mètres est emboîtée dans la précédente et s'étend de part et d'autre des canyons de la Jonte et du Trévezel. Elle est donc fractionnée par l'incision du canyon (*Figure 40*). 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, ce qui explique, en outre, la position de la confluence du Tarn et de la Jonte. Elle est bien exprimée en contrebas de la surface à 1000 m dont elle regrade le pied des reliefs sommitaux sous forme d'une bordure de corrosion localement bien conservée. Elle a aussi servi de niveau de base pour la mise en place et l'entretien de quelques zones déprimées au sein de ces reliefs sommitaux. Elle est très nette dans la dépression centrale de Latour à l'ouest de Lanuéjols où elle se développe indifféremment dans les calcaires à stipites du Bajocien, dans la dolomie bathonienne et sur les marnes du Jurassique supérieur. Ailleurs, elle est conservée en position sommitale, comme entre Saint-André-de-Vésines et Veyreau. On la retrouve au sud de ce secteur de l'échine du Serre del Berc aux reliefs sommitaux de Peyrefioc où elle supporte d'importantes couvertures d'argiles à chailles. Jusqu'au Trévezel, elle tronque

plusieurs petits reliefs calcaires et elles constituent les lambeaux qui dominent son canyon au contact entre le socle cévenol et le causse. Sur le Causse Bégon, elle aplani tous les sommets. Cette surface est souvent largement démantelée par le soutirage karstique et l'érosion, notamment sous la forme d'un vaste réseau de vallons fluvio-karstiques installé à la faveur de ses couvertures et qui se raccordent au niveau de la surface S4.

La surface S4 à 800-850 mètres correspond à plusieurs planchers de paléo-poljés calés sur le même niveau de base et qui sont emboités dans la surface précédente. Elle est mieux conservée que la surface S3, car sa formation est plus récente et elle n'est pas regradée par une autre surface majeure. On retrouve sur ces surfaces des témoins du transit de formations fluviatiles allochtones présentant une signature cévenole avec des densités variables. Le cortège paléozoïque est quasi complet dans les zones proches du contact avec le massif cristallin, moins densément présent et délestés des pétrographies les plus fragiles au centre du plateau (Vessac) et dans les secteurs de Puech Nègre et de Puech Magre, plus à l'ouest.

Bien représentée à l'ouest du Causse Noir où elle se développe en position sommitale, elle se retrouve en position d'emboîtement à l'est du faisceau de Peyreleau et de part et d'autre du canyon de la Garène. Sur le Causse Bégon, elle est conservée en position centrale où elle correspond au fond d'un ancien poljé et de façon très résiduelle sur la bordure sud qui domine la dépression de Nant. Malgré les soutirages et une forte érosion sur les lèvres des canyons, notamment celui de la Dourbie avec l'exhumation des reliefs ruiniformes de Montpellier-le-Vieux, elle a gardé l'essentiel de sa planéité d'origine et une grande partie de ses couvertures.

Par contre, elle est localement défoncée par le soutirage et plusieurs niveaux inférieurs de plus faible extension qui s'emboîtent en contrebas, notamment dans les secteurs dolomitiques du faisceau de Peyreleau-Laroque-Ste-Marguerite et sur le plateau qui s'étende à l'ouest jusqu'au Pouncho d'Agast. Au centre du plateau, elle conserve une couverture abondante et elle a attiré la confluence de plusieurs vallons fluvio-karstiques qui se raccordent à son plancher. Elle est entaillée par plusieurs vallons, et dans le cas de la Garène, par un véritable canyon.

Des dépressions plus petites, comme le petit poljé de Sérigas, située plus haut en altitude, mais trop bas par rapport au niveau de base de la surface S3, ont pu se mettre en place ou évoluer initialement en même temps que se formait la surface S4. On peut également attribuer à ce dispositif les replats d'Espinassous, de la Combe et de Layolle où une partie de l'aplanissement a disparu suite au recul de la corniche lors de l'incision du Trévezel. De la même manière, on retrouve les replats du Bois de Vellas et de la Plaine des Baldits, en position de corniche dominant la dépression liasique de Nant.

La surface S5 à 750-800 mètres correspond à plusieurs replats de nature différentes s'emboîtent dans la surface à 800-850 m :

- les petits poljés fluvio-karstiques démantelés en bordure du canyon de la Dourbie, comme les replats du secteur Revens et de la Bouteille, le petit paléo-poljé de Puech Nègre ; les replats précités d'Espinassous et de Layolle pourraient leur être rattachés ; ces replats sont strictement antérieurs à l'incision du canyon de la Dourbie ;
- la surface fluviokarstique du faisceau de Peyreleau qui est fortement dégradée par les réseaux de ravins affluents du Riou Sec et ceux de la Combe et du Valat des Azes qui isolent le replat du Montaigu où est implanté le hameau d'Alayrac ; la formation de ce replat est associée à celle du crypto-lapiiez de Montpellier-le-Vieux et il trouve un prolongement au sud du canyon de la Dourbie dans la plaine de Pierrefiche-du-Larzac.

Ces replats présentent tous des planchers marqués par la crypto-corrosion et sont fréquemment associés à des dépôts fluviatiles allochtones d'origine cévenole. Les différents replats de la surface à 750-800 m fournissent donc des repères précieux de l'état des paysages du causse à l'orée de l'incision de canyons.



Figure 41 : Surface S3 à 950 m et son abondante couverture entre la butte de Marlavagnes et le Serre Cabrié

5.1.4 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 Noir (*Figure 40*). Par ailleurs, l'extension de ces surfaces d'aplanissement, de part et d'autre de failles majeures, permet de relativiser les rejeux tectoniques de ces accidents postérieurement à l'Eocène.

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. La genèse de chacun de ces niveaux morphologiques implique la proximité du niveau de base contemporain ce qui sous-entend leur antériorité à l'incision majeure des canyons. Cette variation du niveau de base est à imputer à des mouvements de surrection sans déformations apparentes majeures de ces surfaces d'aplanissement. Ces morphologies scandent donc 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. Lors de la formation de ces surfaces, les zones dolomitiques ont subi une intense altération par crypto-corrosion, largement guidée par la fracturation. Le démantèlement de ces surfaces par érosion et surtout par soutirage karstique se traduit par le dégagement des *canaules* à la fois 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 entravant le drainage par l'endokarst. Les processus de crypto-corrosion et de recul des bordures de corrosion sont donc à l'origine du développement de l'essentiel des surfaces emboîtées. Ce dispositif de regraduation latérale est à l'origine du recouplement de formations et des morphologies plus anciennes, notamment des héritages karstiques ayant subi des déformations lors de l'orogenèse pyrénéenne. De même les grands accidents, comme les faisceaux de Peyreleau-Laroque-Ste-Marguerite et de Meyrueis ou la faille inverse de Veyreau, sont nivelés par les surfaces à 1000 m et la

surface à 950 m, ce qui n'interdit pas un décalage initial, mais souligne l'importance de la substitution des surfaces gommant les éventuels témoins de cette déformation au fur et à mesure de la mise en place des surfaces successives. Cette dynamique de mise en place suggère sans la prouvée une évolution qui a débuté avec les phases d'extension suivies de surrection connue à l'échelle régionale depuis l'Oligo-Aquitainien, puis pendant le Néogène avant l'incision des canyons.

Enfin, l'importance des couvertures karstiques et leur rôle sur le contrôle des infiltrations a permis aux dynamiques d'aplanissement et de regraduation de se maintenir localement malgré l'abaissement des niveaux de base. La présence zones humides ou drainées de façon temporaire dans certains secteurs de ces surfaces, notamment les plus basses par rapport à leur environnement, constitue un fonctionnement relique et illustre les processus qui ont présidé à la formation de ces paysages caussenards à l'instar des lacs temporaires du Larzac.

Ce fonctionnement caractérise en général les surfaces emboîtées formant des dépressions endoréiques drainées en surface qui répondent de ce fait à la définition de poljés.

5.2 PALEO-POLJES, POLJES ET BORDURES DE CORROSION

Les poljés sont des formes caractéristiques des paysages karstiques, drainées en surface et évoluant par dissolution basale. Lors de leur formation, le fond est calé sur le niveau de base local. Les plus vastes de ces dépressions 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. Ce contrôle de l'incision concerne les formes les plus vastes (S3), mais leur fonctionnement peut localement perdurer longtemps après tant que les couvertures imperméables assurent leur drainage en surface, notamment les poljés de la surface S4 en contact topographique avec des amonts pourvoyeurs en argiles à chailles ou en formations silicoclastiques allochtones. A l'initiation du réseau hydrographique des Grands Causses, les abords des axes fluviaires principaux peuvent évoluer en fluvio-poljés et en plaines karstiques ; c'est le cas de la surface S3 à 900 m au niveau de la confluence de la Jonte avec le Tarn et de la surface S4 au niveau de la confluence de la Dourbie (*Figure 40*).

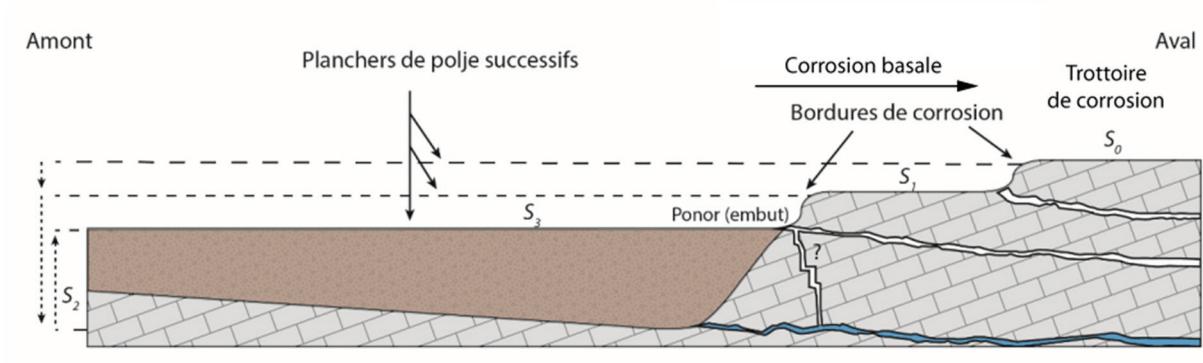


Figure 42 : Principe d'évolution des bordures de corrosion en fonction de l'emboîtement de planchers successifs

Comme on l'a déjà évoqué, ces formes se développent par le recul progressif d'une **bordure de corrosion** où se perdent l'essentiel des eaux de surface, généralement dans des ponors, c'est-à-dire dans des pertes concentrées (Figure 42). Si le niveau reste stable suffisamment longtemps, une véritable plaine karstique, de grande ampleur, peut se développer.

Puis, lorsque le niveau de base s'abaisse, une nouvelle génération de **bordures de corrosion**, plus basse, car calées sur le nouveau niveau de base, regrade progressivement l'ancien plancher du poljé pour former une sorte de trottoir. Elle gagne aussi progressivement en extension alors que la plus ancienne, devenue fossile, n'évolue plus, si ce n'est par l'apparition de structures de soutirage, voire de dolines, souvent en grand nombre (§. 5.4). 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.

Plusieurs bordures de corrosion peuvent ainsi se former par emboîtement et rester visibles dans le paysage. Ainsi, l'identification de replats morphologiques associés d'anciennes bordures de corrosion permet de reconstituer l'extension initiale de ces poljés. 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 se sont développées par crypto-corrosion le long des principales discontinuités, qui sont évacuées les premières. Elles exhument des chicots dolomitiques qui ne sont que les parties les moins altérées de la dolomie. Les paysages ruiniformes de mégalapiés 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-deux sont devenus complètement fossiles alors que d'autres, bénéficiant d'un apport renouvelé en formations superficielles ou d'une bonne conservation de ces formations, fonctionnent encore mais de manière très ralentie.

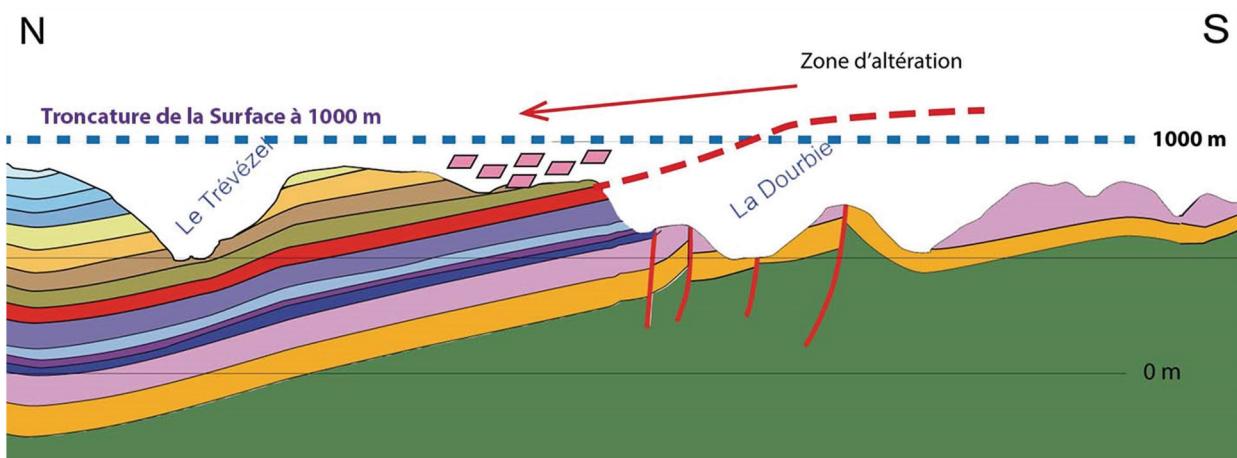


Figure 43 : Reconstitution du transit des argiles à chailles qui alimentait le paléo-poljé du Causse Bégon

Sur le Causse Noir, plusieurs formes peuvent être assimilées à des poljés ou à des paléo-poljés (Figure 44). Certains de ces poljés correspondent à de vastes dépressions fermées de toutes parts, mais d'autres sont des formes asymétriques avec un amont versant en faible pente sur lequel transitent les formations superficielles à l'origine de l'imperméabilisation des points bas et du développement de la corrosion basale. L'appoint des formations superficielles, altérites en place ou remaniées et alluvions allochtones déconnectées de leur zone d'alimentation, permet de valider ces interprétations.

Les études sur le Causse du Larzac, les Causse de Séverac et de Sauveterre (Bruxelles, 2001 et 2007 ; Bruxelles et Camus, 2013) ou sur le Causse Méjean (Camus 2018 in Husson et al. 2018), ont montré avec une certaine constance, le développement de vastes dépressions allongées au fond partiellement couvert d'argiles à chailles au pied des ségalas et au contact entre les causses et le socle cévenol. En règle générale, à la faveur de ces contacts et des axes anticinaux, les calcaires siliceux du Sinémurien et du Bajocien sont portés 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, voire du Jurassique supérieur (§.4.3). Sur le Causse Noir, ce dispositif est observé sur toute

la bordure est du plateau entre Servillières et la Baumelle, et plus au sud, sur le Causse Bégon (Figure 43). Il permet de démontrer comment des poljes de contact se sont développés sur la bordure orientale et sud du plateau.

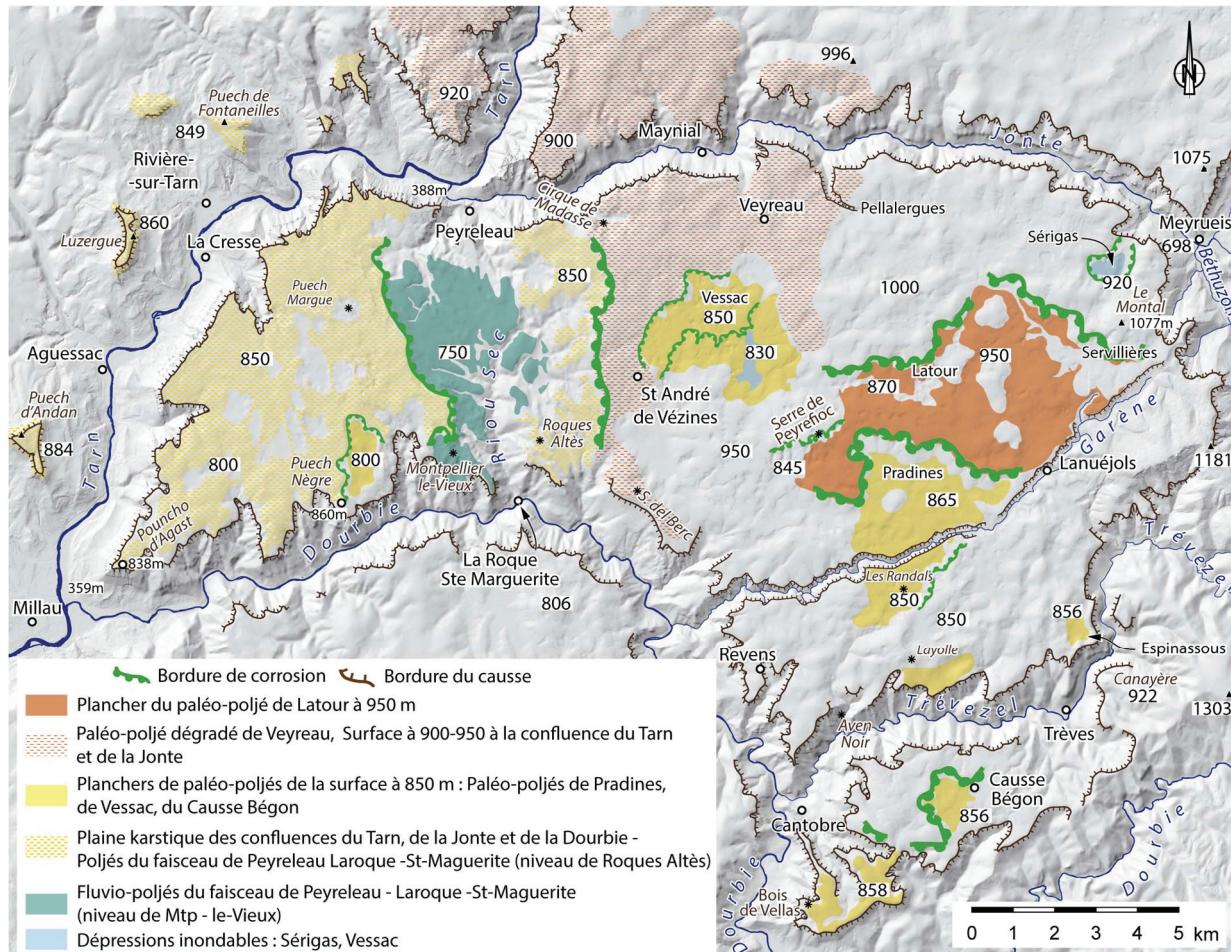


Figure 44 : Poljés et paléo-poljés du Causse Noir.

5.2.1 Les poljés de contact à évolution fluvio-karstique

5.2.1.1 Le paléo-poljé de Latour : un poljé de contact à évolution fluvio-karstique

Dans le secteur de Latour et des Mazes, à l'ouest de Lanuéjols, la surface à 950 m se présente comme un vaste aplatissement parsemé de collines coniques, qui butte au pied des reliefs de la surface à 1000 m (Figure 44). Il s'agit du paléo-poljé de Latour qui se développe entre le contact avec le socle cévenol et une bordure de corrosion représentée par le pied des Serre d'Aluech, de la Pinède et du Puech Canis. Ses couvertures sont en partie constituées de formations autochtones (*grésou*) ou paraautochtones (argiles à chailles) et d'apports allochtones (résidus du Crétacé supérieur et surtout alluvions cévenoles) provenant d'un amont aujourd'hui disparu. On retrouve ainsi en divers sites dans ce paléo-poljé :

- des blocs de grès, parfois ferruginisés, issus du démantèlement de l'ancienne couverture de Crétacé supérieur ;

- des dragées de quartz et sables siliceux, associés à des nodules ferrugineux de type sidérolithique, indices d'une couverture altérétique plus ancienne, sans doute fortement remaniée ;
- des argiles à chailles contenant des chailles altérées et des chailles peu altérées indiquant des provenances différentes :
 - o une partie provient des affleurements de Bajocien inférieur et très certainement du Sinémurien absent du bassin versant actuel, transportées depuis des amont aujourd'hui disparu au-delà de la limite du causse avec le socle cévenol ;
 - o les chailles peu altérées, voire gélifractées, proviennent quant à elles des calcaires du Callovo-Oxfordien.

Notons que les marnes du Callovien et les insolubles des calcaires à stipite engrassen la fraction fine de ces altérites ;

- des alluvions allochtones d'origine cévenole qui témoignent d'une continuité topographique entre le massif cristallin et le causse ; elles constituent un ingrédient plus récent, localisé dans l'axe du vallon de Servillières et sur les replats bordiers ; ces apports ont participé aux dernières phases d'évolution du paléo-poljé de Latour avant sa fossilisation ;
- du grésou localement porté à l'affleurement par les soutirages révélant son caractère autochtone ; ailleurs, en position secondaire, mélangé aux argiles, le grésou peut participer significative à la proportion des couvertures.

On retient donc que le paléo-poljé de Latour relève d'une évolution sous des couvertures en partie allochtones se mêlant aux produits de l'altération autochtone et paraautochtone, comme le grésou dolomitique et une bonne proportion d'argiles à chailles fournie par les faciès siliceux et marneux de la base du Jurassique supérieur.



Figure 45 : Poljé de contact de Latour vu des hauteurs du Serre de Pied de la Bégude en direction du massif cévenol pourvoyeur en argiles à chailles et surtout en alluvions quartzeuses. Aujourd'hui ce poljé est déconnecté de cet amont cristallin.

La nature de ces formations et la présence d'une bordure de corrosion bien marquée à la limite entre les dolomies du Bathonien et les calcaires du Jurassique supérieur signalée par les marnes du Callovien, permettent de déterminer le développement d'un poljé de contact déconnecté de ses amonts et notamment du socle cristallin (Figure 45). Cette dépression de contact évolue en fluvio-poljé. La dépression alors en position de piedmont était reliée aux reliefs cévenols par le col de Marjoab et le petit col qui sépare le vallon de Servillières et le vallon de la Garène. Au sud de Montjardin, ce paléo-poljé était relié à son ancien amont par le petit replat à 950 m de la Baumelle couvert d'argiles et

de sables à chaillles, relique d'un niveau qui se prolongeait dans la dépression du Bonheur, maintenant défoncé par le creusement du Trévezel qui sépare ici le causse du socle cévenol.

Le paléo-poljé de Latour est un analogue des paléo-poljés de contact observés sur le Causse Méjean déconnectés des reliefs cévenols pourvoyeurs en couvertures insolubles (Camus, 2018, in Husson et al., 2018). Dans le cas du paléo-poljé de Latour, la déconnexion topographique par le creusement des affluents périphériques de la Jonte et par celui du vallon de la Garène, correspondent une évolution plus récente, mais de même nature.

Durant la phase de fonctionnement en fluvio-poljé, le vallon de Servillières, encore doté d'un vaste bassin versant cristallin, fonctionnait sans doute en vallée aveugle, c'est-à-dire par absorption totale des écoulements par des pertes karstiques dont témoigne paléo-perte de Borie de Gras, ainsi que le réseau de l'Aven des Lavandes, qui se trouvent en limite des dépôts de la couverture allochtonne cévenole en position de piémont (Figure 45).

En s'éloignant vers l'ouest de cette limite des dépôts quartzeux, dès que les marnes du callovien sont érodées à la surface de son plancher, les phénomènes de soutirage évoluant en profondes *canaules* sont extrêmement importants et dynamiques dans les dolomies du Bathonien sous-jacentes. On observe donc une dynamique de retrait de couverture assistée par un transit karstique, avec pour conséquence la création de nouveaux points d'infiltration. Ce type de processus est incompatible avec le développement de ce paléo-poljé à la proximité du niveau de base. Le creusement dans ce paléo-plancher de grandes dépressions fermées telles que le Sotch de la Tride, situé en pied de bordure de corrosion, et l'emboîtement du paléo-poljé de Pradines en contrebas, sont la traduction d'une rupture majeure en termes de d'abaissement de niveau de base. Suite à cet abaissement de niveau de base, l'abandon du fonctionnement en poljé voit les dynamiques fluviatiles devenir dominantes, tant qu'un bassin versant alimente la dépression, ce qui a permis le raccordement du vallon de Servillières-Pellalergues au canyon de la Jonte (*cf. infra*).

Par la suite, après l'abandon de fonctionnement du paléo-plancher à 950 m, c'est au tour du transit fluviatile d'être interrompu par la capture du bassin versant cristallin, notamment au bénéfice de celui de la Garène. A ce stade la Garène dirige ses eaux et les alluvions qu'elles transportent en direction du poljé de Pradines, emboîté d'une cinquantaine de mètres en contrebas du paléo-plancher de Latour.

5.2.1.2 Le paléo-poljé de Pradines : stade final des fluvio-poljés allogènes

Le paléo-poljé de Pradines s'étend vers 850 m en contrebas du précédent, dont il est séparé par une bordure de corrosion très nette qui exploite en grande partie à sa base les affleurements de calcaires à stipite du Bathonien inférieur.

Le plancher de ce paléo-poljé constituait un point bas contrôlé par le niveau de base de la surface S4 à 850 m, reconnue à l'échelle de tout le plateau (Figure 40) et dont la mise en place précède à l'incision des canyons de la Dourbie et du Tarn. Plus localement, ce fonctionnement ancien est confirmé par la présence de paléo-pertes comme la grotte des Réveiriels près de la Foulquarié.

Ce plancher, extrêmement plat là où il est tranché en coup de sabre par le canyon de la Garène (Figure 46), supporte d'importantes couvertures mises en culture. Il s'agit essentiellement d'argiles à chaillles abondantes de part et d'autre de la Garène, mêlées aux insolubles autochtones à l'approche de la bordure de corrosion, mais aussi à des apports allochtones, chaillles altérées et alluvions cévenoles (§. 4.3 et 4.5). On note à ce titre quelques galets de granite à dent cheval de grosse taille. Or, ces granites sont absents dans le bassin versant de la Garène, ces apports proviennent donc soit d'un ancien amont de ce cours d'eau, soit plus vraisemblablement des reliefs alentours de la dépression du Bonheur avant le creusement du Trévezel.

Le poljé de Pradines constitue une évolution par emboîtement du paléo-poljé de contact de Latour, correspondant au développement conquérant du bassin versant de la Garène au détriment de celui de Servillières.

Son évolution en fluvio-poljé paraît ainsi évidente. Aujourd'hui, il est déconnecté de tout amont granitique et porté en inversion de relief par rapport au canyon de la Garène qui a conservé, quant à lui, un petit bassin versant allochtonne qui se développe dans des terrains métamorphiques et dans le Trias. Ainsi, comme le paléo-poljé de contact de Latour,

le poljé de Pradines, désormais coupé en deux par le canyon de la Garène, connaît une évolution ralentie grâce à la conservation de ses couvertures et à leur entretien par la crypto-altération des calcaires à stipites qui constituent une grande partie de son plancher inférieur et le pied de la bordure de corrosion où se trouvent des exploitations de lignite. Malgré cette position topographique et grâce à ses couvertures argileuses et à la proportion d'insolubles dans les calcaires du Bathonien inférieur, ce paléo-poljé a conservé ainsi une certaine activité hydrologique jusqu'à aujourd'hui, avec trois zones préférentielles d'infiltration.

Au nord du canyon de la Garène entre La Foulquarié et Pradines, plusieurs points bas signalés par des zones humides jalonnent le pied de sa bordure de corrosion ainsi que certains secteurs de son plancher. On note en particulier, les zones inondables de Catalo et des Agals, drainées par des pertes. Ces zones humides dominées par la butte de Redouanel en position de hum, s'égrènent d'est en ouest sans trouver d'exutoire de surface jusqu'au petit col de la Qualitat. Ce faible relief aplani d'une dizaine de mètres de dénivelée sépare le poljé de Pradines de la surface de la Bouteille légèrement en contrebas.



Figure 46 : Paléo-poljé de Pradines, 850 m, vu du sud. L'incision du canyon de la Garène tranche le plancher horizontal mis en culture, avec en arrière-plan, la bordure de corrosion qui sépare le poljé de Pradines et le paléo-poljé de Latour.

Ce paléo-plancher constitue lui-même le niveau de raccordement de nombreux vallons fluvio-karstiques (*cf. infra*), eux-mêmes portés en inversion de relief par l'incision du canyon de la Garène. Durant le fonctionnement en fluvio-poljé, ces vallons approvisionnaient une grande partie des couvertures imperméables, notamment les apports cévenols. Mais, d'autres vallons autochtones ceux-là, préexistait au fonctionnement de ce paléo-poljé. Ils confluait dans le secteur de La Bouteille en traversant le poljé de Pradines et en provenance du secteur de Navas et de Vessac en passant par la dépression de Brunas. Ces vastes vallons imprimés dans la surface S3 à 950 m sont le siège du développement d'autres poljés de la surface S4 dans la partie centrale du plateau.

5.2.2 Les paléo-poljés endoréiques du centre du plateau :

Dans la partie centrale du plateau, de St-André-de-Vézines et de Veyreau, ainsi que dans sa partie nord, plusieurs replats en contrebas de la surface à 950 m, rappellent des phases d'emboîtement successifs de secteurs endoréiques au sein du plateau. Ces petits poljés se distinguent donc des poljés de contact de Latour et de Pradines quant à leur mise en place, mais ils partagent la même évolution récente par infiltration endoréique, ainsi que la même tendance actuelle à entretenir des zones humides, avec dans deux de ces dépressions la formation de lacs temporaires (Figure 44).

5.2.2.1 Le paléo-poljé et la dépression inondable de Vessac

Ce paléo-poljé s'est installé par emboîtement dans l'axe d'un ancien vallon fluviokarstique imprimé dans le plancher dolomitique (Dogger et Malm) de la surface S3 à 950 m (*cf. infra*). Il est séparé de cette surface par une bordure de corrosion encore conservée sur sa périphérie ouest. Dans ce secteur la surface S3 supporte une couverture discontinue, mieux conservée au fond du vallon et dans les dépressions alentour. Là, cette couverture, à matrice argilo-sableuse et à chailles éparses, repose encore sur les dolomies. Elle provient de remaniements successifs de matériel amené jusque-là par le réseau de vallons qui se développe à l'est parallèlement à la faille inverse de Veyreau dans les reliefs de la surface S2. Au sud, de Sarraliès aux Bouteillettes, le paléo-poljé est alimenté en argiles à chailles par des replats et des vallons qui descendent du Serre de Cabrié et du Serre de Peyrefioc et du secteur du hameau de Malavagne. Toute cette zone présente des dolines transformées en zones humides argileuses.

Le hameau de Vessac est installé vers 860 m sur le plus haut d'une série de plusieurs trottoirs de corrosion qui s'emboîtent jusqu'à la paléo-perte de la grotte de Vessac située vers 825 m. On retrouve des lambeaux de ces trottoirs de corrosion tout autour d'une vaste dépression qui inclue la doline de l'Aven des Patates, mais ils sont beaucoup plus étendus à l'ouest du paléo-poljé. Le trottoir à 850 m, très bien conservé, est criblé de dolines, souvent des dolines en baquets aux parois abruptes (*cf. infra*). Ces dolines sont de plus en plus colmatées en périphérie du paléo-plancher par un colmatage sablo-argileux très rubéfié que l'on retrouve aussi sur le replat sus-jacent de la surface S3.

A l'est, on ne retrouve plus que des lambeaux de trottoir isolés par le creusement de petits vallons fluviokarstiques guidés par la fracturation qui drainent les reliefs alentour en direction de la dépression.

Le fond de ce paléo-poljé est engrangé par des formations argilo-sableuse composées d'argiles à chailles provenant du sud et des sables et d'éléments silicoclastiques provenant du remaniement de couvertures anciennes de type sidérolithique remaniée à plusieurs reprises au cours du démantèlement de la surface sommitale S2 à 1000 m et de la surface S3 à 950 m.

Tout le secteur bas de cette dépression fermée, dernier stade d'emboîtement, a été inondé lors des intempéries de 1980 (Doria, 1986 et com. orale de D. André). Ce fonctionnement relique rappelle comment se sont formés les différents trottoirs de corrosion du paléo-poljé de Vessac. L'exemple de l'Aven des Patates montre qu'après la formation d'un véritable petit lac entretenu par les formations superficielles imperméables, les eaux se perdent pour rejoindre directement le niveau des galeries horizontales par des puits assurant l'infiltration une verticale rapide. Les traçages réalisés dans ce secteur montrent une relation directe avec la source du Moulin de Corp.

5.2.2.2 Le poljé de Sérigas indicateur de l'impluvium endoréique de la Dourbie

Au sud de Sérigas, la dépression du Champ Ferrier, située vers 920 m, représente un autre exemple de dépression drainée en surface sur le Causse Noir (Figure 44). Elle répond ainsi à la définition de poljé par son fonctionnement et par certains aspects de sa morphologie, comme une petite bordure de corrosion sur son pourtour ouest et un ancien niveau de plancher fossile formant un pédoncule vers 940 m au centre de cette dépression annulaire.

Cette dépression a pu connaître un fonctionnement fluvio-karstique au départ de l'incision de la Jonte comme le suggèrent quelques rares alluvions cévenoles retrouvées sur le trottoir de corrosion de sa bordure nord-ouest.

Sa morphologie annulaire correspond à la coalescence de plusieurs fonds de mégadolines héritées de l'ancien karst polygonal tronqué par la surface à 1000 m (Figure 38). La partie occidentale continue à s'inonder lors d'intempéries exceptionnelles à la suite desquelles un petit plan d'eau se maintient grâce au colmatage des formations superficielles hydromorphes, propices ici à la mise en culture. Ce plan d'eau occasionnel se vidange par déversement dans des points de perte situés au sud-ouest de la dépression, puis par lente infiltration. Sa partie orientale, mieux drainée, a évolué en vallon lors des épisodes froids du Quaternaire, comme le montrent les remplissages périglaciaires qui colmatent les points bas (§. 4.7). Ce secteur déprimé n'est pas raccordé en aval au réseau hydrographique dont il est séparé par un replat situé à 930 m où est installé le hameau de Sérigas. Cette configuration suggère que le matériel

cryoclastique n'a pu se mettre en place au fond de cette dépression que par remplacement de formations préalablement soutirées, confirmant ainsi le caractère récurrent du fonctionnement karstiques de cette dépression endoréique.

Ce petit poljé annulaire est traversé par la faille de Veyreau qui met en contact les dolomies du bathonien au nord avec les calcaires du Jurassique supérieur au sud dans lesquels semblent s'opérer l'essentiel de l'infiltration concentrée. Un traçage ancien dans la perte du Valat del Potz montre une relation avec la source du Moulin de Corp, distante de 13250 m pour un dénivelé de 542 m (André, 1994), c'est-à-dire la plus longue percée hydrogéologique connue sur le plateau alors que la source de la Doux à Meyrueis ne se trouve 250 m en contrebas, à moins de deux kilomètres.

5.2.3 Les paléo-poljés du secteur ouest et du faisceau de Peyreleau :

Dans la moitié ouest du Causse Noir, entre le Pouncho d'Agast et Roques Altès, la vaste étendue de la surface S4 à 850 m est limitée par les corniches dolomitiques qui dominent les gorges du Tarn et de la Dourbie. Cette surface correspond à l'ancienne plaine karstique qui a accueilli les confluences respectives de la Dourbie et de la Jonte avec le Tarn. Depuis, cette surface a été défoncée en enregistrant un stade d'abaissement du niveau de base antérieur à l'incision majeur des canyons.

5.2.3.1 Le paléo-plancher à 850 m et les replats de Roques Altès

La surface sommitale S4 à 850 m qui s'étend à l'ouest du faisceau de Peyreleau-La-Roque-Ste-Marguerite (Figure 44) et dont les majestueux escarpements dominant Millau, à l'origine, correspondent à une plaine karstique qui s'étendait en contrebas des surfaces à 950 m du Causse Noir, du Causse Méjean et du Causse de Massegros. Cette plaine karstique, installée en position de dépression une centaine de mètres en contrebas, vers le sud s'étendait sur le Larzac et vers le nord sur les reliefs aujourd'hui disparus dont témoignent les buttes résiduelles qui longent la rive droite du Tarn du nord au sud : le Puech des Fontaneilles, le Puech de Luzergues et le Puech d'Andan (Figure 44). Dans cette position, son plancher a évolué par crypto-corrosion à proximité immédiate du niveau de base en regradant la surface à 950 m jusqu'à une bordure de corrosion d'orientation méridienne bien marquée qui court du cirque de Madasse au nord, jusqu'au replat à 850 m d'où émerge le hum de Roques Altès.

Cette plaine a accueilli les confluences de la Jonte et de la Dourbie avec le Tarn et a donc connu des phases de fonctionnement fluviokarstiques au moment de l'installation du réseau hydrographique moderne avant l'incision des canyons des Grands Causses.

Tout le secteur concerné se développe sur les assises du Bathonien, essentiellement sur les dolomies du Bathonien supérieur qui arment la corniche du canyon de la Dourbie. En raison du pendage général vers le sud, du côté du Tarn, les marnes du Toarcien forment la base du versant et la corniche est essentiellement constituée par les calcaires siliceux du Bathonien inférieur. Ces derniers sont également portés à l'affleurement aux abords du faisceau de Peyreleau-Laroque-Ste-Marguerite où ils sont profondément disséqués par l'incision des ravins du Riou Sec, affluent de la Dourbie, et des Valats de la Combe et de l'Aze, affluents de la Jonte.

Ce paléo-plancher supporte une couverture d'altération de *grésou*, fortement rubéfiée et associée à des indices de front de crypto-altération sur les replats sommitaux, notamment d'importants encroûtement de calcite amorphe, ainsi que des graviers et dragées de quartz accompagnés de nodules de fer sidérolithique. Cette couverture de *grésou* « rouge » est bien préservée sauf dans les dépressions, strictement endoréiques pour la plupart, creusées dans ce plancher. On observe ainsi de vastes secteurs sommitaux où la dolomie affleure à peine de cette couverture, percés de loin en loin par des *canaules* et des dolines empâtées de *grésou* « clair » généralement peu oxydé et souvent alignées sur une fracturation N150°. Ce dispositif correspond au télescopage du front d'altération à l'origine de la géométrie plane de surface et de l'oxydation du *grésou*, avec les couloirs d'altération qui se propagent en profondeur dans le réservoir. Le *grésou* oxydé correspond aux faciès de crypto-altération et le *grésou* clair aux zones altérées sous ce front d'altération, révélés par les soutirages dans les *canaules* ou les dolines et le recouplement des versants des canyons (§.3.2.5).

En périphéries sud et est du centre du plateau, la densité de dolines approfondies par le soutirage augmente fortement jusqu'à des bordures de corrosion qui dominent les surfaces emboîtées en contrebas. Sur ces replats déprimés qui s'étendent en s'approchant de la corniche qui domine la Dourbie et du réseau de ravin du Riou Sec, le *grésou* est évacué par soutirage et par ruissellement pour dégager d'impressionnantes reliefs ruiniformes dont les célèbres sites de Montpellier-le-Vieux et de Roques Altès, ou encore du Chaos de Caoussou. Tous ces sites de mégalapiés en ruelles ou en clochetons correspondent aux planchers altérés du paléo-poljé de la surface à 850 m et des petits poljés emboîtés en contrebas entre 830 et 750 m.

5.2.3.2 Fluvio-poljé du niveau à 750-800, replats et paléo-poljés emboîtés à 800 m

Les replats emboîtés en contrebas du paléo-plancher de la plaine karstique S4 ont tous livré des indices de fonctionnement en fluvio-poljés qui associent :

- la présence locale d'alluvions allochtones (§. 4.5.1),
- des indices de crypto-corrosion
- et des formes d'aplanissemets limitées par des bordures de corrosion.

Plusieurs replats et petits paléo-poljés se sont emboîtés dans la surface S4 (Figure 44) :

- à l'ouest et au centre du plateau des dépressions fermées défoncées par des *canaules* avec une plus forte densité de dolines, formant une bande de 1,5 à 2 km de large orientées NW-SE entre la dépression fermée de Sonnac et le replat du Maubert,
- à l'est, calée entre deux bordures de corrosion la surface fluviokarstique à 750-800 m du faisceau de Peyreleau-Laroque-Ste-Marguerite à laquelle se raccorde la *canaule* de Montpellier-le-Vieux,
- le long des lèvres du canyon de la Dourbie, plusieurs replats résiduels, parmi lesquels les mieux marqués se trouvent dans le secteur de Puech Nègre et des Chaos de Caoussou correspondant sensiblement au niveau de surface de Montpellier-le-Vieux. On retrouve des replats similaires en position de corniche en amont au sud du Causse Bégon, ainsi qu'en rive droite du Trévezel.

Cet ensemble correspond aux plus basses surfaces d'aplanissement locales identifiées en contrebas de la paléo-surface S4 et ils présentent tous, même de manière ténue, des indicateurs de fonctionnement fluviokarstique. Ces replats constituent ainsi des repères majeurs de la paléogéographie à l'orée de l'installation du réseau hydrographique moderne, derniers témoins morphokarstiques avant l'incision des canyons.

Le fluvio-poljé à 750-800 m du faisceau de Peyreleau-La-Roque-Ste-Marguerite

Ce niveau de paléo-plancher s'emboîte strictement dans le précédent le long de sa bordure de corrosion occidentale bien conservée dans les dolomies du Bathonien. Il tronque indifféremment les faciès dolomitiques et calcaires du Bathonien et nivelle les accidents tectoniques. Dans les secteurs de calcaires à stipite, il est intensément disséqué par ravins dont le réseau en baïonnettes se prolonge en tête de bassin versant par des vallons fluviokarstiques à la surface du plateau (*cf. infra*, §.5.3). De ce fait, la bordure orientale est plus difficile à déterminer dans ces faciès calcaires plus gélifs.

Cette surface à 800-750 m est interprétée comme un fluvio-poljé parcouru à l'origine par le réseau embryonnaire de ces vallons alors qu'ils étaient encore inféodés à un niveau de base stabilisé une cinquantaine de mètres plus bas que la surface S4. A titre d'hypothèse, il pouvait s'agir d'une première gouttière hydrographique préfigurant les vallées principales du Tarn et de la Dourbie.

On retrouve des indices de ce paléo-niveau sur le Causse Méjean avec le réseau de vallon de la Bastide, ainsi que sur le Causse du Larzac au droit de La Roque-Sainte-Marguerite dans la direction de Pierrefiche-du-Larzac.

Une grande partie du site ruiforme de Montpellier-le-Vieux correspond à la dégradation en *canaules* de ce niveau de plancher (800 m) surmonté de plusieurs buttes ciselées en *rajols* culminant à 820 et 840 m à la suite de l'incision des canyons.

Paléo-poljé de Puech Nègre et dépressions emboîtées dans la surface à 850 m

En bordure du canyon de la Dourbie, calé entre la surface à 850 m à l'ouest, dont le sommet du Puech Nègre (860 m), et les reliefs ruiformes du Chaos de Caoussou à l'est (847 m), la petite dépression à fond plat « du Puech Nègre » fermée au nord par une bordure de corrosion très nettement marquée, s'étend entre 800 et 820 m d'altitude sur 1,5 km du nord au sud pour une largeur de 500 m. Le grésou et les colluvions qui remplissent le centre de cette dépression, laissent apparaître latéralement des affleurements de brèches et de calcite amorphe incluant des amas de silts rubéfiés. Ces indices de crypto-altération sont associés à des poches contenant du matériel alluvial (Figure 29) et son emboîtement dans la surface S4 permettent ainsi de reconnaître un petit poljé qui a connu un fonctionnement fluviokarstique. Le cortège et l'arrondissement de ces galet suggère une origine cévenole, sans doute apporté jusque-là par une rivière qui drainait l'actuel bassin versant du Trévezel et de la Dourbie.

Cette détermination établit la présence d'un niveau de base à la cote du petit fluvio-poljé de Puech Nègre. Ce niveau de base à 800 m, a aussi été responsable de l'encaissement d'un grand nombre de dépressions emboîtées dans la surface S3, qui ont connu un puissant soutirage. Ces dépressions orientées sur la fracturation N150° sont d'assez grande dimension : 1,5 km à Lauglanou la plus au sud, 1 km à Sonnac la plus au nord, de 300 à 500 m de grand axe pour plus d'une dizaine d'autres. Le long d'une bande de 2,5 km d'orientation NW/SE qui traverse le plateau de Sonnac à le Maubert, elles sont plus petites, mais beaucoup plus densément réparties et surcreusées de dolines plus petites. Vers le sud de cette zone de vastes dépressions, la surface à 850 m est perforée d'un semi de dolines devient extrêmement dense en s'approchant des bordures de corrosion du poljé de Puech Nègre et de la surface fluviokarstique du faisceau de Peyreleau. A la limite nord de cette zone de dépressions, se trouve le site de Puech Margue où la carte géologique indique une petite intrusion de basalte sur un petit relief au centre d'une dépression annulaire de 500 m de diamètre. L'analyse des affleurements montre que cette dépression énigmatique est un des nombreux maars désormais reconnus sur les Grands Causses (§. 4.6.1), dont plusieurs ont été découverts ou re-découverts à l'occasion des études hydrogéologiques du PRNCG (Bruxelles, 2007) ou pendant les travaux de thèse (Bruxelles, 2001 ; Camus, 1997 et 2003). Dans ce secteur le grésou est beaucoup moins soutiré et recouvert d'une formation argileuse brun foncé sans doute issue de l'altération des terrains ou des retombées volcaniques, mais, d'une proportion sensible de matériel fluviatile dont témoignent la présence d'alluvions éparses dans la zone du maar entre 800 et 820 m d'altitude. Plusieurs replats similaires sont reconnus en amont vers 850 m sur les lèvres du canyon du Trévezel à Layolle et à Espinassous et au sud du Causse Bégon sur les replats du Bois de Vellas et de la Plaine des Baldits perchés au-dessus de la dépression liasique de Nant.

5.2.4 Le paléo-poljés du Causse Bégon :

Le centre du Causse Bégon correspond à une vaste dépression largement cultivée qui présente les attributs d'un poljé :

- bordures de corrosion et points bas signalant des points d'infiltration concentrée, souvent signalés par des indices de paléokarsts à spéléothèmes,
- trottoirs de corrosion imprégnés d'argiles rouges, éléments ferrugineux et quartz sidéolithiques,
- paléo-vallons rappelant le drainage de surface dans cette dépression.

Le remplissage est essentiellement constitué d'argiles à chailles allochtones et paraautochtones auxquelles se mélangent une proportion notable de grès crétacés et de grés ferrugineux transportés jusque-là et accompagnés d'alluvions allochtones cévenoles.

Ce petit poljé est en grande partie démantelé par approfondissement de vastes dolines : Sot de la Mine, Sot Del Viala, Sot de Combe Plane. Ces grandes dolines ou ouvalas présentent elles-aussi des points d'infiltration, comblés de chailles et de galets divers, voire de gélifracts, généralement disposées sur leur bordure. Ces dolines semblent montrer les dimensions et la même répartition que les mégadolines du karst polygonal inscrit dans la surface à 1000 m.

Ici, le paléo-poljé est emboîtée dans la surface à 950 m qui avait été interprétée comme la surface sommitale (Doria, 1986). Elles sont aussi inscrites dans d'anciens vallons fluviokarstiques. Elles résultent donc d'une évolution polygénique complexe et elles ont pu comme les vallons fluviokarstiques, s'imprimer dans le substratum à partir d'une surface sommitale au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de base.

L'emboîtement de plusieurs formes, comme les natures et les provenances diverses des couvertures, caractérisent bien la succession de plusieurs phases d'évolution : avec en premier lieu, l'établissement d'un paléo-poljé de contact alimenté par des altérites, argiles à chailles associées à des grès ferrugineux, issues d'un bassin versant aujourd'hui disparu en lieu et place de la dépression de Nant (Figure 43). Cet ancien bassin versant a livré aussi des roches du socle, quartz d'exsudat, cornéennes, mais aussi des granites et des micro-granites, qui rappellent le raccordement à des amonts cristallins avant l'incision de la Haute Dourbie. Ainsi, c'est après l'isolement du Causse Bégon par le canyon du Trévezel, que le plancher de ce paléo-poljé a fonctionné en dépression endoréique par approfondissement de vastes dolines à fond plat accumulant par remaniements successifs les anciennes couvertures.



Figure 47 : Sot de Combe Plane, mégadoline colmatée par des argiles à chailles surcreusée dans le plancher du paléopoljé du causse Bégon.

Au sud, emboîté en contrebas de la surface sommitale du Causse Bégon, les replats à 850 du Bois de Vellas et de la Plaine des Baldits matérialisent le stade ce fonctionnement en poljé qui a précédé l'excavation de la dépression de Nant, c'est-à-dire antérieurement au creusement de la haute vallée de la Dourbie. Ce niveau est séparé du Causse

Bégon par une bordure de corrosion modelée en *rajols* dans les dolomies du Bathonien appelée le « Tombeau des Géants ». Ces replats supportent des argiles à chailles en grande partie autochtones associées à du grésou.

5.3 LES VALLONS FLUVIOKARSTIQUES

En domaine karstique, des vallons à la surface des plateaux et significativement en retrait des corniches et des gorges, se caractérisent par leur morphologie à fond plat et par l'absence d'écoulement permanent qui pose la question des conditions de leur creusement. La formation et le fonctionnement de vallons fluviokarstiques impliquent une des deux conditions suivantes :

- un niveau de base karstique pas trop déprimé pour permettre le maintien des écoulements en surface ; sinon, les écoulements vont rapidement être absorbés, souvent avant même de pouvoir se concentrer en surface ;
- une couverture imperméabilisante ou un intercalaire marneux au sein du massif qui, si le niveau de base local est déprimé, préservent les écoulements du soutirage karstique, mais surtout, favorisent la concentration des eaux en surface. Ceci devient d'autant plus vrai lorsque les canyons se creusent et que le niveau de base karstique s'approfondit.

Ces deux conditions d'ordre géomorphologique et géologique peuvent être résumées du point de vue du fonctionnement hydraulique, par une faible capacité d'infiltration, d'origine hydrodynamique dans le premier cas où le gradient contrôle les possibilités d'infiltration, d'origine géologique dans le second où la couverture ou des termes imperméables forme un écran.

Notons qu'une fois infiltrées les eaux peuvent s'engorger si le milieu souterrain n'assure pas une perméabilité en grand suffisante ce qui est le cas des circulations dans les zones fantômisées dans les secteurs où ces altérites n'ont pas été érodées. Enfin, pendant les phases froides du quaternaires, la présence d'un permafrost bloque les infiltrations et restaure, au dégel, les écoulements de surface.

La plupart de ces vallons fluviokarstiques sont aujourd'hui fossiles, mais sont réactivés pour certains lors de précipitations exceptionnelles.

Bien identifiés de longue date, les vallons secs des Grands Causses ont souvent été interprétés comme des formes périglaciaires attribuées au Quaternaire et éventuellement à un paléo réseau antérieur à l'incision des canyons (Marre, 1935 ; Cadillon, 1973, Gèze 1977 ; Ambert et al, 1978, Delannoye, 1978 ; Doria, 186 ; Vanara, 1990). Cette ancienneté d'une partie de ces vallons a été largement confirmée par des travaux plus récents, soit qu'ils traduisent l'évolution du drainage annonçant le creusement des canyons (Ambert, 1991 ; Ambert et Ambert, 1995 ; Camus, 1999 et 2003), soit qu'ils mettent en lumière des phases de mise en place d'un réseau hydrographique primitif sur des couvertures en grande partie érodées depuis, comme la couverture de grès du Crétacé supérieur ou les formations d'argiles à chailles (Bruxelles, 2001 et 2007).

Bien entendu, dans leur état actuel, ces vallons fluviokarstiques enregistrent un grand nombre de phases d'évolution, rappelant notamment la connexion de la surface des Grands Causses avec leurs amonts cristallins (Cadillon, 1973 ; Ambert et al. 1978 ; Doria, 1982 ; Bruxelles, 2001, Camus, 1999 et 2003).

Le Causse Noir présente la particularité de toujours être en connexion topographique avec les reliefs du socle cévenol. C'est le cas du vallon de la Garène et des talwegs qui traversent le petit causse de Canayère. Le vallon de Servillières-Pellalergues a totalement perdu son bassin versant cristallin, avec la capture de ce dernier par la Garène et surtout par le bassin versant périphérique de la Jonte et de ses affluents, le Béthuzon et le Valat de la Vinade.

Le Causse Bégon a connu une évolution similaire, mais est actuellement raccordé que par le Col de Pierre Plantée qui ne permet plus de transit sédimentaire. En revanche, il présente des formations granitiques qui sont absentes du contact proche avec le socle et correspondent donc à des apports par une rivière qui drainait les affleurements pourvoyeurs avant l'interruption de ce transit sédimentaire, ici très probablement la Dourbie.

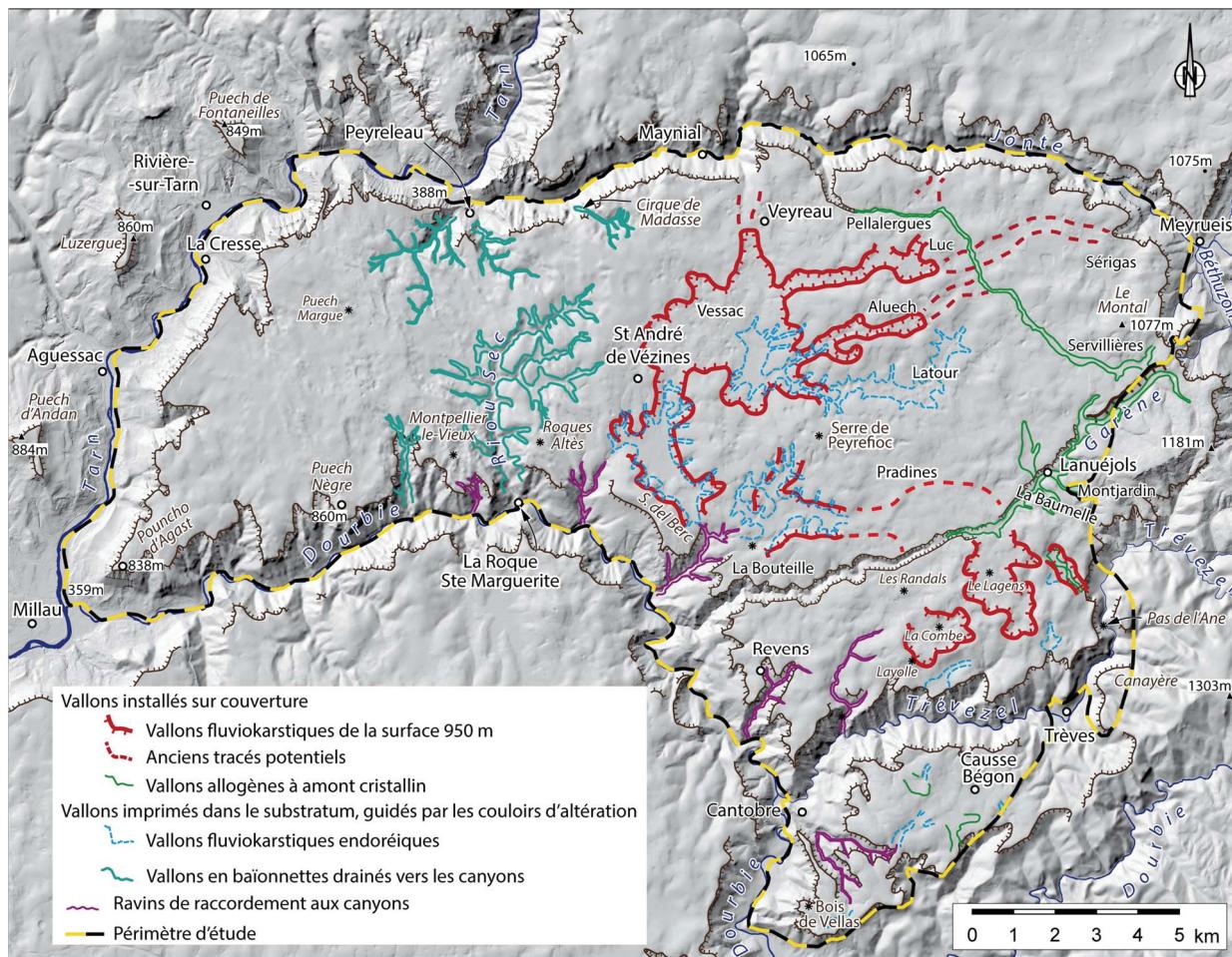


Figure 48 : Les vallons fluviokarstiques du Causse Noir

L'observation de la morphologie d'ensemble du secteur étudié couplée à celle des formations superficielles permet de distinguer trois types de vallons fluviokarstiques (Figure 48), c'est-à-dire des vallons secs à fond plat, auxquels s'ajoutent des ravins, sec eux-aussi, en raison des infiltrations karstiques qui contrôlent leur fonctionnement actuel et ancien, traduisant :

- un drainage autochtone sur les couvertures de la surface à 950 m et qui trouvent leurs amonts dans les reliefs résiduels de la surface à 1000 m, voire au-delà de la Jonte sur le Causse Méjan au droit de Veyreau, du col du Serre de Gascou ou de la zone basse de Sérigas ; ces vallons sont ainsi hiérarchisés en réseau de drainage des reliefs vers l'extérieur du massif et sont perchés par rapport à l'incision des canyons ;
- un drainage allochtone assuré par des percées hydrographiques allogènes en bordure de causse se dirigeant du socle vers la surface du plateau, avec un bassin versant cristallin comme les vallons de Servillières-Pellalergues et de la Garène, ainsi que des vallons encore raccordés au Causse de Canayère ; ces vallons sont en grande partie perchés par rapport à l'incision des canyons, mais certains présentent un canyon de raccordement assurant leur confluence avec les rivières principales ;

- des vallons incisés dans le substratum significativement sous le mur des couvertures superficielles et sous le niveau des planchers des paléo-poljés, avec deux systèmes d'écoulement :
 - o les vallons se dirigeant vers les dépressions endoréiques du plateau ;
 - o les vallons perchés se dirigeant vers les canyons, à drainage exoréique par rapport au massif.

Ces vallons sont mis en place sous l'influence du creusement des canyons.

On note, sur les bordures du causse, un nombre important de ravins temporaires qui se raccordent à la surface du causse à des zones planes ou à des vallons secs. Il ne s'agit pas vraiment de vallon fluviokarstiques, mais de ravins de raccordement, soumis en termes d'alimentation et en termes d'écoulement à l'activité karstique, notamment par l'apparition de pertes concentrées.

5.3.1 Vallons fluviokarstiques installés sur la surface à 950 m :

Le paysage de vallons fluviokarstiques (Figure 49) dans la partie nord et centrale du plateau correspond à un réseau drainage autochtone circonscrit à la surface du plateau, aujourd'hui abandonné. Ils forment un réseau de larges vallons imprimés dans la surface à 950 m qui supporte une couverture caractérisée ici par un mélange d'argiles à chailles, de sables siliceux associés à des dragées de quartz et à des nodules ferrugineux sidérolithiques et à une proportion notable de grésou souvent rubéfié indiquant le voisinage d'un front d'altération. Les alluvions d'origine cévenole semblent totalement absentes ou très fortement diluées dans la masse.

Les couvertures polygéniques et remaniées de la surface à 950 m, là où elles ont été mieux conservées, ont préservé au moins partiellement, ce réseau de surface du soutirage. C'est ce que l'on peut observer dans la dépression des Conques à l'ouest du Luc ou entre Veyreau et Vessac. Leur fond est défoncé par des dolines vers où se concentre le drainage de surface sur les derniers lambeaux de couvertures remaniées, parfois sous forme de pertes concentrées (Grotte de Vessac). De nombreuses zones humides en cas d'intempéries en témoignent. Sur le tracé de ces vallons, on observe des phénomènes analogues de concentration des eaux en direction de mégalapiés et de canaules dolomitiques empâtés dans le *grésou* encore en place (doline de l'Aven des Patates) ou disséqués par le soutirage (Sotch de la Tride). Partout ailleurs, leur fonctionnement hydrologique est perturbé par l'activité karstique.

Ce paléo-réseau hydrographique est relativement bien hiérarchisé. Il drainait les eaux de surface vers l'extérieur des zones de relief qui s'étendent au nord du plateau. Plusieurs branches plus ou moins parallèles à la direction de la faille de Veyreau se développent en direction de l'est entre les collines dont les sommets aplatis rappellent la troncature de la surface S2 à 1000 m (Figure 40). Vers le nord, on remarque des ensellements entre les reliefs qui dominent le canyon de la Jonte, notamment au droit de Veyreau, au col du Serre de Gascou et sans doute juste à l'est du site de Dargilan le long d'une gouttière surbaissée qui passe par la Pierre des Trois Evêques en direction du Luc. Ces formes suggèrent une extension au-delà des limites actuelles du causse et la perte d'une partie des amonts de ce paléo-réseau.

Les différentes branches de ce réseau confluent une première fois dans le secteur de Vessac (Figure 49). Puis, après un trajet plus linéaire qui emprunte la dépression de Brunas où il est souligné par des épaulements à 850 m, ce vallon perché conflue dans le secteur de La Bouteille avec d'autres branches fluviokarstiques, dont une branche amorcée vers la dépression de Navas et une branche plus importante, débouchant du paléo-poljé de Pradines.

Au sud de ce dernier, on retrouve des témoins fluviokarstiques similaires dans les reliefs qui s'étendent jusqu'au canyon du Trévezel. Ces formes inscrites en contrebas de la surface sommitale à 1000 m S2 sont moins bien conservées, comme la dépression de la Combe ou le secteur de Lagens et des Pradasses par exemple. Néanmoins elles dessinent un réseau hiérarchisé qui se dirige vers le nord en direction du paléo-plancher de Pradines, là où la couverture d'argile à chailles particulièrement épaisse. Au cœur de ces reliefs, l'origine de la couverture initiale sur laquelle s'est implanté ce paléo-réseau, est clairement identifiée grâce à de nombreux indices de Crétacé supérieur représentés par des blocs de grès, souvent ferrugineux (Figure 19).



Figure 49 : Vallon fluviokarstique de Vessac. Ce vallon est incisé en contrebas de la surface à 950 m parsemée de crypto-doline à remplissage d'argiles et de sables issus de l'altération des grès crétacés emballant des dragées de quartz sidérolitiques et des chailles éparses.

Une remarque importante concerne la perte des amonts de ce paléo-réseau et l'antériorité de son fonctionnement par rapport à l'incision des canyons. Ces vallons semblent avoir perdu leur amont qui se poursuivait jusque sur le Causse Méjean où ils ont aussi été identifiés (Camus, 2018, in Husson et al., 2018). On fait d'ailleurs la même observation entre les paléo-vallons du Causse de Sauveterre qui s'interrompent brusquement en position de corniche entre Ste-Enimie et Montbrun et qui trouvent des prolongements au nord du Causse Méjean avec les paléo-vallons du Plo del Morts et de Chaldas.

Par ailleurs, ce paléo-réseau est désorganisé de façon secondaire par des dépressions karstiques de grande extension correspondant aux ouvalas et aux poljés de la surface S4 à 800-850 m, ce qui confirme l'ancienneté de sa mise en place. On observe que ce réseau de vallons fluviokarstiques est imprimé dans la surface S3 à 950 m et qu'il se raccorde, en apparence, au niveau de la surface à 800-850 m qui correspond au niveau de base qui commandait les poljés dans le secteur de Vessac et de Pradines. L'analyse des confluences suggère en fait que ce sont les ouvalas et les poljés qui se sont développés au détriment des paléo-vallons. En effet, l'expansion de ces dépressions par dissolution basale et la formation de bordures de corrosion, c'est-à-dire la mise à l'affleurement du substratum et un fonctionnement de pertes concentrées, implique de fait la disparition des couvertures imperméabilisantes qui permettent le fonctionnement du paléo-réseau fluviokarstique. La mise en place et l'expansion de ces poljés semble ainsi marquer la fin du fonctionnement de ce réseau de vallons fluviokarstiques.

Ce démantèlement est achevé par soutirage karstique, comme l'indiquent les nombreuses dolines qui jalonnent leur cours, jusqu'à fonctionner en perte comme la grotte de Vessac, ainsi que les entonnoirs de soutirage qui s'ouvrent dans les formations superficielles qui les comblent, bien visibles dans les dolines aux alentours de l'Aven des Patates ou comme dans le Sotch de la Tride ou dans le secteur Navas.

L'activité croissante du soutirage karstique et la disparition des formations superficielles capables de concentrer les eaux de surface, ainsi que la troncature de leur amont ont eu raison des circulations de surface.

Pendant les phases froides du quaternaires, la présence d'un permafrost a permis une remise en fonction de ces vallons fluviokarstiques et potentiellement, la sur-alimentation de pertes concentrées. En témoignent des zones de soutirage massif dans des points de pertes concentrées qui sont matérialisées par des accumulations de gélifracts en aval des vallons de Lagens ou dans la partie est du poljé de Sérigas (§. 4.7.2). Ces zones de pertes colmatées par les gélifracts sont des analogues des pièges en milieu périglaciaire observé dans les entonnoirs de l'entrée de l'Aven des Lavandes ou des innombrables soutirages de la Cardoulière à l'est de Navas (Figure 34).

Aujourd’hui, on peut néanmoins considérer que ces vallons fluviokarstiques sont « fossiles », tout au plus connaissent-ils des écoulements torrentiels lors d’épisodes pluvieux importants, lorsque le karst ne peut plus absorber l’infiltation assez rapidement. Lors des intempéries de septembre 1980, certains tronçons ont été parcourus par des écoulements temporaires comme dans le secteur de Bouteille ou de Peyrefioc (vallon de Sarraliès). Ces écoulements exceptionnels sont à l’origine de la réactivation des points de perte et de soutirage occasionnellement actifs comme la paléo-perte de la grotte de Vessac ou les soutirages au fond des mégadolines aux alentours de Veyreau, d’Aluech et des Conques.

5.3.2 Vallons des paléo-percées hydrographiques allochtones :

Des percées hydrographiques allochtones se raccordent à la surface du plateau, le long de la bordure du causse comme dans les secteurs de Servillières, de la Garène, et plus modestement dans le secteur d’Espinassous, du petit causse de Canayère, ainsi que très résiduellement sur le Causse Bégon.

Ces percées hydrographiques montrent des relations fluviales héritées entre le bassin versant développé sur le socle cévenol et la surface du causse déjà modelée par des surfaces karstiques majeures, les poljés de contact (Figure 44). Après un court trajet à la surface du causse, ces circulations ont alimenté les paléo-pertes comme celle de Borie de Gras dans le paléo-poljé de Latour ou celle de Reveirels dans celui de Pradines.

Ces percées hydrographiques impliquent l’existence une connexion hydrographique entre les reliefs du socle et la surface du causse et par voie de conséquence, un contexte hydrodynamique spécifique des karsts binaires.

Lors de la mise en place de ces percées hydrographiques ces paléo-percées hydrographiques débouchaient ainsi dans les dépressions en position de piémont comme les paléo-poljés de Latour pour le vallon de Servillières (Figure 50), le paléo-poljé de Pradines pour le vallon de la Garène, et comme les vallons allogènes qui ont transporté les alluvions cévenoles retrouvées dans le petit paléo-poljé du Causse Bégon.

Cette évolution est très certainement diachrone puisque les Causse Bégon est isolé par le creusement du canyon du Trévezel et de la haute vallée de la Dourbie, alors que les vallons du Causse Noir sont encore en contact topographique avec le socle.

A la différence des vallons fluviokarstiques autochtones installés sur les couvertures crétacées et les argiles à chailles de la surface à 950 m, ces percées hydrographiques allogènes sont mises en place après dénudation, au moins partielle, de ces couvertures et des altérations associées, donc en partie directement sur le substratum carbonaté sous le mur de ces formations superficielles comme le prouvent le colmatage d’alluvions allochtones des paléo-pertes de Borie de Gras et de Reveirels. Les alluvions retrouvées dans la grotte de Dargilan et dans l’Event de Sourbettes indiquent indubitablement que ces pertes ont fonctionné à plusieurs stades de l’incision du canyon de la Jonte.

En aval de cette position, ces percées fluviales à charge alluviale cévenole ont circulé entre les reliefs karstiques à la surface du plateau, paysage typique des karsts binaires. A leur débouché dans les paléo-poljés de contact, le tracé des cours d’eau est d’abord diffluant sur les argiles résiduelles et sur leurs propres alluvions. Ils adoptent ensuite un tracé linéaire fixé entre les reliefs du plateau en suivant les points bas qui se présentaient sur leur passage. C’est le cas de figure illustré par l’exemple du vallon de Servillières qui serpente entre les buttes issues de la dégradation de la surface S2 à 1000 m et plus en aval, entre les reliefs résiduels de la surface S3 à 950 m exempts de traceurs cévenols. Le vallon de la Garène correspond aussi à ce modèle de tracé linéaire qui se traduit dans son cas, par l’incision d’un profond canyon dans le plancher du paléo-poljé qui l’a accueilli au débouché de son bassin versant cristallin.

On retient que ces vallons allogènes ont sans aucun doute fonctionné au moins localement en vallées aveugles drainées en direction de pertes concentrées avant de rejoindre finalement les canyons de la Jonte et de la Dourbie. Le

caractère temporaire, voire exceptionnel, de l'activité de leur talweg montre que les conditions hydrologiques de leur creusement et de leur fonctionnement est hérité. Comme les vallons fluviokarstiques de la surface à 950 m, les périodes froides du Quaternaire et la présence d'un pergélisol ont sans doute permis l'entretien de circulations importantes en surface en inhibant l'infiltration dans le karst.



Figure 50 : Vallon allochtone de Servillières-Pellalergues et ses alluvions cévenoles (à gauche) ; Vallon endoréique de Sarraliès colmaté d'argiles à chailles (à droite).

5.3.3 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 profondément creusé et imprimé dans le substratum, significativement sous le mur des formations de couverture superficielles plus anciennes. Ces vallons karstiques se distinguent donc des paléo-vallons autochtones et des vallons issus des percées hydrographiques dont le chevelu hydrographique s'est organisé sur des couvertures ou leurs propres alluvions.

On observe ce type de réseau en baïonnette qui souligne particulièrement bien les discontinuités du bâti structural dans deux cas de figure :

- des réseaux de vallons secs, en règle générale endoréiques, en périphérie ou au fond des dépressions des dépressions emboîtées dans le plancher des poljés ou des vallons fluviokarstiques autochtones plus anciens ;
- des réseaux de vallons karstiques dirigé vers l'extérieur du massif, se raccordant en l'occurrence à la vallée de la Jonte ou de la Dourbie ; ils sont installés sur la surface fluviokarstique du faisceau de Peyreleau-La-Roque-Ste-Marguerite, vers 750 m d'altitude, ou se développent par recul comme dans le Cirque de Madasse ou le Valat Nègre.

5.3.3.1 Vallons endoréiques imprimés dans le substratum

Au fond et en périphérie des ouvalas et des dépressions emboîtées dans les niveaux de planchers de paléo-poljés, le drainage de surface est assuré par des vallons secs au tracé rectiligne.

Ils sont particulièrement bien représentés dans les dolomies du Bathonien de la dépression de Brunas et du Sotch de la Tride, mais on les retrouve aussi dans les calcaires francs du Jurassique supérieur de la bordure est de la dépression de Vessac (Figure 50) ou sur les hauteurs du causse Bégon (Sot de Combe Plane). Leur tracé est calé sur la fracturation exploitée par l'altération sous forme de couloirs de brèches dans les calcaires et sous forme de couloirs de fantômerisation

dans les dolomies et ils correspondent parfois à des paléokarsts comme au sud de la dépression de Brunas ou dans le secteur d'Espinassous.

Ces vallons sont organisés de façon endoréique en direction de points d'infiltration connectés à l'endokarst. Dans les cas des dépressions endoréiques de Vessac et du Sotch de la Tride, ces vallons secs participent à l'alimentation des points bas jusqu'à des avens qui rejoignent rapidement le niveau d'écoulement souterrain près de 300 m plus bas. Ils sont souvent ponctués de dolines qui s'alignent le long de leur talweg, indiquant leur capacité d'infiltration. Ces formes sont donc héritées de conditions de fonctionnement différentes qui ont permis à un moment des écoulements de surface et à d'autres moments des infiltrations directes. Cette dynamique de drainage est en accord avec des écoulements de fonte de neige. Ces drainages de surface endoréiques induisent l'évacuation des couvertures par soutirage dans le karst lors de l'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 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 déjà invoqué pour la réactivation les vallons fluviokarstiques initiés sur la couverture crétacée.

Ce type de drainage est la traduction de l'abaissement du niveau de base à l'origine d'un potentiel suffisant pour assurer l'évacuation par l'endokarst d'importantes masses d'insolubles en direction des sources principales. La géométrie de ces vallons suggère que les réseaux souterrains responsables de ce transit pourraient se caler sur le même maillage de fracturation.

5.3.3.2 **Vallons exoréiques en baïonnette :**

Dans le secteur du faisceau de Peyreleau-La-Roque-Ste-Marguerite qui s'étend entre le Tarn et la Dourbie, un chevelu hydrographique en baïonnette de vallons sec dissèque profondément les calcaires à stipite et les dolomies du Bathonien.

Inscrit dans la surface S5 à 750-800 m, ce réseau hydrographique est constitué de tronçons caractéristiques de vallons fluviokarstiques à fond plat qui se raccordent en aval à des ravins tributaires de la Jonte ou de la Dourbie.

Dans le bassin versant du Riou Sec, cet ensemble de vallons sec et de ravins forme un chevelu hydrographique qui exploite le maillage de fracturation à une fréquence de l'ordre de 500 m de part et d'autre du talweg principal. Les bassins versants du Valat de la Combe et du Valat des Azes qui confluent avec la Jonte à Peyreleau, présentent le même schéma.

Plus à l'ouest, en rive droite de la Dourbie, le Valat Nègre présente une morphologie assez rectiligne et parallèle au talweg du Riou Sec. Il est calé sur un couloir de brèches d'altération profonde associé à des indicateurs de minéralisations et de fluides au sein du réservoir. Entre le Riou Sec et le Valat Nègre, on observe quatre axes de fracturations exploités par des ravins, c'est-à-dire que l'on retrouve la fréquence de 500 m exploitées par le chevelu hydrographique à la faveur des couloirs d'altération profonde qui apparaît indifféremment dans les calcaires et dans les dolomies. Dans le même secteur, sur les sites de Montpellier-le-Vieux et du Chaos de Caoussou, les *canaules* exploitent un maillage de fracturation beaucoup dense, d'ordre décimal, qui résulte de l'action de la crypto-altération au niveau du paléo-plancher. On voit ici en coupe le maillage décimal préférentiellement exploités par l'altération en sub-surface se connecter au maillage hectométrique à kilométrique qui structure la partie profonde du réservoir.

Au nord-est de cette zone, le Cirque de Madasse correspond à l'évidement d'une dépression égueulée par des vallons à fond plat perchés qui se raccorde vers 750 m au canyon de la Jonte qui s'écoule 340 m plus bas. Cette forme karstique majeure constitue un modèle de drainage intermédiaire entre celui des vallons endoréiques du plateau et celui des vallons exoréiques imprimés dans le substratum. Là encore, le déblaiement des couloirs d'altération dans les dolomies bathoniennes significativement sous le niveau d'un plancher de crypto-altération contrôle la géométrie du réseau de surface et le fonctionnement hydrologique de surface par des pertes totales des écoulements.

On retrouve avec les vallons fluviokarstiques exoréiques, comme pour le drainage des dépressions endoréiques à la surface du plateau, deux grandes modalités d'organisation du drainage de surface en relation avec l'abaissement du niveau de base lors de l'incision des canyons.

On retiendra au sujet de ces différents types vallons fluviokarstiques imprimés dans le substratum sous le mur des couvertures et/ou sous le niveau des plancher de crypto-corrosion, qu'ils exploitent le réseau de couloirs d'altération profonde qui assure le drainage du réservoir selon deux modalités de circulations :

- Collecte des écoulements endoréiques sur le plateau ;
- Raccordement au réseau hydrographique de surface.

L'organisation et l'interconnexion de ces couloirs d'altération assure ainsi le drainage de l'ensemble du secteur, notamment le drainage et le transit sédimentaire souterrain en direction sources karstiques.

5.3.4 Ravins de raccordement entre la surface du plateau et les canyons

En amont de La-Roque-Sainte-Marguerite, plusieurs petits bassins versants s'enfoncent profondément dans la bordure du Causse Noir et du Causse Bégon. Ces réseaux de ravins de raccordement se développent entre la surface du plateau et le fond des canyons en rive droite de la Dourbie et du Trévezel :

- Ravins de Montméjean, au-dessus du Moulin de Corp, emprunté par la D41,
- Ravin des Rajals, entre St-Véran et La Bouteille,
- Le ravin de la Granarié, au-dessus de la source des Gardie (Grotte de Brudouille),
- Le Valat de Long Bedel, au-dessus du réseau de l'Aven Noir,
- Les ravins qui s'étendent entre Cantobre et la surface du Bois de Vellas.

Ces ravins de raccordement se prolongent sur le plateau par des vallons secs à fond plat comme à l'arrivée de la D41 sur le plateau au-dessus de Montméjean, à la Bouteille et à Brunas, à Revens et à la Granarié. Ils peuvent aussi se terminer en fer à cheval, raccordés au plateau par une corniche plus ou moins abrupt, parfois parfaitement convexe qui donne sur une zone de couverture superficielle.

5.4 LES DOLINES ET LES MEGA-DOLINES

Les dolines sont des formes en creux élémentaires qui peuvent être regroupées en champs de dolines, être alignées en chapelets ou s'inscrire dans des formes en creux plus vastes ou plus complexes comme des poljés, des ouvalas, des vallons fluviokarstiques. Elles peuvent en particulier s'inscrire dans d'autres types de dolines beaucoup plus grandes, les méga-dolines, ou au fond de dépressions modelées en *canaules*, *autres formes en creux* dont nous traiterons dans ce chapitre.

La typologie retenue pour réaliser la carte de répartition des dolines du Causse Noir (Figure 51) tient compte du contexte génétique découlant de leur position topographique, de la lithologie encaissante et du type de formations superficielles qu'elles piègent. 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.).

Cette typologie basée sur des distinctions morphodynamiques, permet d'analyser de façon plus révélatrice la disparité de ces formes en termes de fonctionnement hydrogéologique.

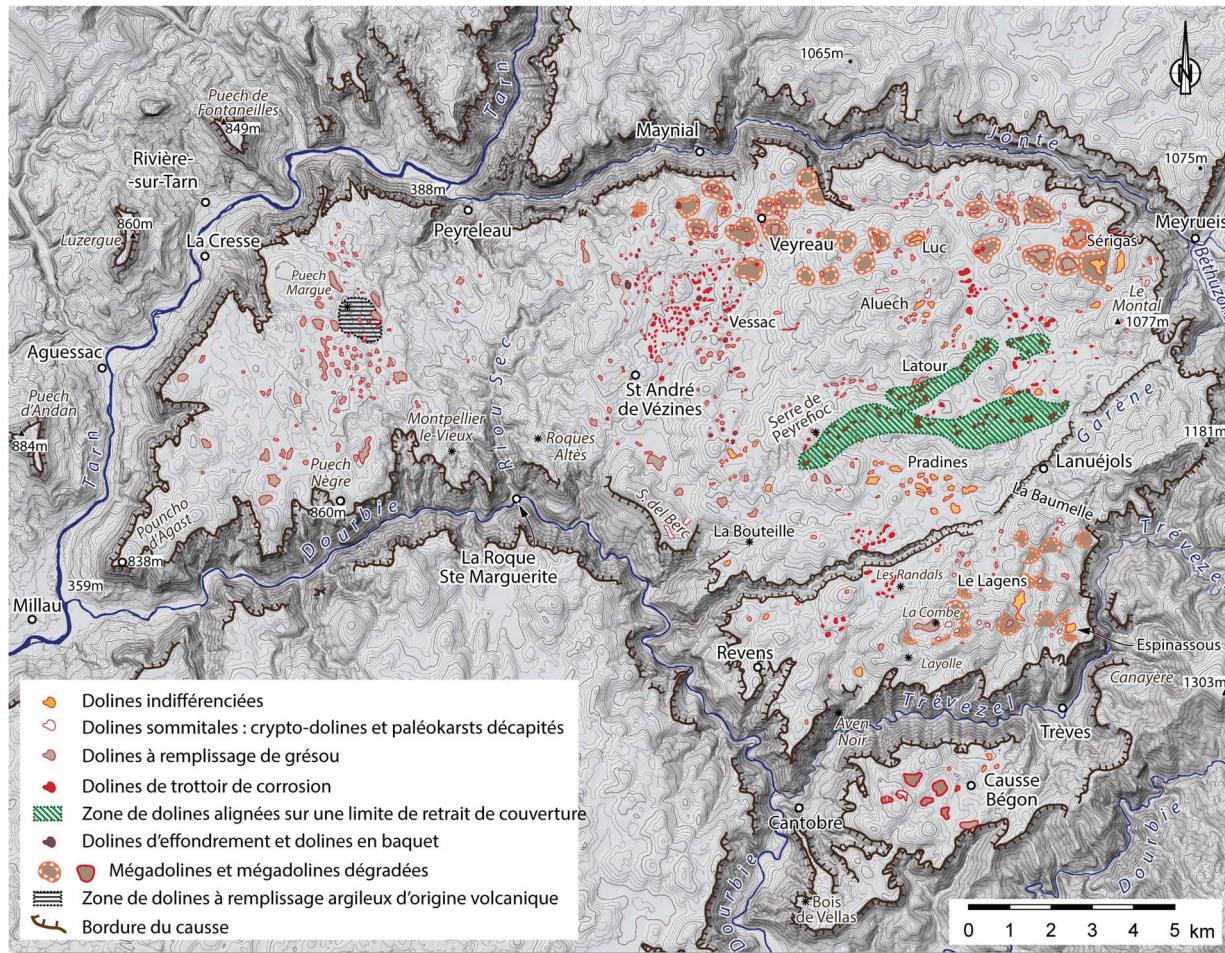


Figure 51 : Typologie et répartition des dolines à la surface du Causse Noir

Trois principaux types de dolines ont ainsi été identifiés en tant que forme élémentaire :

- les dolines sommitales associées à des paléokarsts et recoupées par les surfaces à 1000 m et à 950 m,
- les dolines à remplissage de grésou
- les champs de dolines des trottoirs de corrosion, à remplissage argileux, de sables siliceux ou dolomitique, parfois caillouteux, parautochtones et allochtones.

D'autres types de dolines présentent des caractères fonctionnels dont la portée est ou la répartition sont plus locales :

- les dolines alignées sur les limites de retrait de couverture,
- les dolines d'effondrement (dolines en baquet et dolines à remplissage caillouteux et blocailles),
- les dolines à remplissage d'origine volcanique.

A ces formes élémentaires s'ajoutent des formes en creux plus complexes comme les méga-dolines et les dépressions endoréiques évoluant en canaules.

5.4.1 Les dolines : fonctionnement et répartition

5.4.1.1 Les dolines sommitales : crypto-dolines et paléokarsts recoupés par les surfaces S2 et S3

La surface S2 à 1000 m et la surface S3 à 950 m présentent un nombre significatif de dolines de forme très variable, parfois concentrées en petits groupes sans pouvoir parler de champs de dolines à proprement dit. Ce criblage d'une surface d'aplanissement par des dépressions est souvent caractéristique de l'abaissement du niveau de base qui induit l'enfoncement des circulations sous le niveau du plancher et l'apparition d'une forte dynamique de soutirage. Ce processus révèle le semi de crypto-dolines formé au cours de l'évolution de ces surfaces à proximité du niveau de base portées ensuite en inversion de relief.



Figure 52 : Indices d'altération des crypto-dolines associées à des paléokarsts recoupées par la surface d'aplanissement sommitale S2 à 1000 m et la surface S3 à 950 m. A gauche, doline creuse au pied de l'escarpement de dolomies bathoniennes de Peyrefioc faisant partie d'un ensemble de plusieurs dolines crypto-corrosion sous couverture d'argiles à chailles. A droite, plancher stalagmitique soulignant le bord d'une doline cultivée proche du sommet du Suqual sur le Causse Bégon. Ce sommet correspond à la surface S3.

Dans le cas des surfaces sommitales du Causse Noir, notamment dans les secteurs calcaires, les observations de terrain imposent de nuancer ce modèle. En effet, un grand nombre de ces dolines correspondent à des paléokarsts et à des crypto-dolines plus anciennes recoupés par la troncature formée par regradation lors de la genèse de ces surfaces d'aplanissement. On relève ainsi plusieurs dolines associées à des paléokarsts ou présentant des colmatages d'argiles rubéfiées emballant des sables et dragées de quartz sidéolithique sur la S1 à 1000 m. Ces dolines occupent de petits cols qui séparent les points hauts de la surface sommitale, notamment au pied du Serre des Pins, sur toute la surface du Montal et du Camp de Gady, ou encore sur une distance de plusieurs centaines mètres juste en contrebas de la crête du Puech de Lavails. Sur la surface S2 à 950 m, on observe fréquemment des échancrures sur les croupes et des dolines isolées au sommet des buttes, là aussi colmatées par des argiles rouges, mais aussi par des argiles à chailles notamment sur le Serre Cabrié et de Peyrefioc (Figure 52), le Puech Verdier et le Serre Del Berc. Dans la plupart de ces dolines, des indices de paléokarsts ont été découverts. La même observation peut être faite sur la surface S3 qui tangente les sommets du Causse Bégon, notamment sur le sommet du Suqual (925 m) où une doline cultivée à colmatage d'argile à chailles et à matériel cévenol très altéré (sables et arènes de microgranites) est limitée d'énormes spéléothèmes paléokarstiques (Figure 52).

Ces dolines sont caractérisées par des remplissages d'argiles rouges et sableux emballant localement des dragées de quartz et des nodules de fer sidéolithique, témoins résiduels ou en place d'un front de crypto-altération sous couverture sableuse (Figure 11), héritée ici du démantèlement de la couverture de grès du Crétacé dont témoignent encore de rares blocs de grès non ferruginisés (Figure 22).

Du point de vue de leur place dans le fonctionnement hydrogéologique, ces crypto-dolines sont à rattacher à toutes les autres crypto-dolines, mais en considérant qu'elles sont dispersées sur de faibles surfaces à l'échelle du plateau. En

revanche, leur mise en culture et leur capacité à retenir plus longtemps le manteau neigeux en raison de leur altitude en fait des points sensibles.

Une grande partie de ces crypto-dolines tronquées est colmatée par un remplissage sommital caillouteux de type périglaciaire, car elles ont souvent subi une ablation totale des couvertures sur leur pourtour et l'effet de la gélification sur leur corniche. Les gélifracts indiquent cette phase d'érosion des bordures qui confère à ces dolines une forme en cuvette parfois déformée au niveau d'un point de soutirage plus actif dominé par un petit escarpement, souvent masqué par des empierrements liés à leur mise en culture. On retrouve ce type de dolines vers 950 m dans le secteur d'Aluech et sur le Causse Bégon sur le sommet plat du Suqual (Figure 52).

5.4.1.2 **Les dolines à remplissage de grésou dolomitique**

Les dolomies sont sensibles à la crypto-corrosion à l'origine de la formation de *grésou in situ*. L'ensemble des replats développés dans ces dolomies par des dynamiques d'aplanissement présentent une grande richesse en dolines de toutes tailles initiées par crypto-altération *in situ* et évoluant par soutirage, parfois par effondrement.

A chaque phase d'aplanissement, des profils d'altération de profondeur variable se sont développés à partir de la surface par crypto-corrosion. En profondeur le long des principales discontinuités, la dolomie s'est transformée en grésou *in situ*. Ce phénomène de fantômisation a préfiguré le développement des paysages ruiniformes mais aussi le développement de cavités verticales à plusieurs dizaines de mètres sous la surface du causse.

En effet, avec la verticalisation du karst et l'apparition d'un gradient hydraulique, ces formations meubles sont progressivement évacuées, ce qui se traduit en surface par un point de soutirage. Le ruisseau alimente continuellement en grésou dolomitique le fond des dépressions. Dans les points bas, celui-ci joue un rôle important sur la poursuite de la karstification car il conserve longtemps l'humidité. Il accroît l'effet de compresse humide et donc active la dissolution. Peu à peu, l'érosion linéaire et le soutirage se conjuguent pour exhumer les chicots dolomitiques de leur manteau d'altération.

On remarque ainsi un vaste secteur formant un semi de dolines très dense sur les replats au centre de la partie ouest du Causse Noir, avec un gradient de profondeur qui augmente en se rapprochant des bordures de corrosion et des corniches des canyons. Cette variation de la profondeur des dolines s'accompagne d'une modification du faciès d'altération. Sur les surfaces S3 et S4, une couverture de grésou « rouge » est relativement bien conservée soulignant la proximité d'un front d'altération oxydé, on remarque que les *canaules* et les dolines les plus profondes soutiennent cette couverture de paléo-plancher d'aplanissement jusqu'au grésou clair correspondant à des zones altérées encore plus en profondeur, significativement sous le profil de crypto-altération.

On retrouve aussi une grande densité de dolines formant des chapelets au pied de la bordure de corrosion du paléopoljé de Latour, comme l'illustre l'exemple de la doline où s'ouvre l'entrée de l'Aven du Sot de Tride (Figure 53) ou celle de l'Aven des Patates.

On retrouve ainsi ce type de dolines à remplissages de grésou dolomitique au pied et sur le revers des bordures de corrosion ruiniformes. Elles sont très nombreuses et répondent au schéma d'évolution dynamique de tous les replats et planchers karstiques au cours de leur emboîtement successif, mais beaucoup mieux exprimés dans les dolomies qui conservent mieux les reliefs résiduels.

Ces concentrations de dolines matérialisent les points préférentiels d'enfoncissement des eaux de surface. Dans les champs de dolines très étendus cette infiltration sera diffuse, alors qu'au pied des bordures de corrosion, elle sera particulièrement concentrée.

D'un point de vue hydrogéologique, ces dolines jouent un rôle important en termes d'infiltration et de connexion avec l'endokarst.



Figure 53 : Doline à remplissage de grésou évidée en canaule dans le Sotch de la Tride (à gauche) ; doline en baquet caractéristique du champ de dolines du trottoir de corrosion à 850 m du paléo-poljé de Vessac

Ce type génétique contrôlé par le soutirage est particulièrement bien développé dans sur les trottoirs de corrosion de paléo-poljés, y compris dans les calcaires. Là, ils se caractérisent par l'extension de véritables champs de dolines sur les trottoirs de corrosion, mais ce dispositif peut se développer de manière aussi dense dans les calcaires.

5.4.1.3 Les champs de dolines des trottoirs de corrosion

La carte des types de dolines à la surface du Causse Noir (Figure 51) montre une grande disparité dans leur répartition. Certains secteurs sont littéralement criblés de dolines, parfois si nombreuses qu'on est fondé à parler de « champs de dolines ».

Ce type de dolines correspond en partie au précédent pour les trottoirs de corrosion développés dans les dolomies, mais on les observe indifféremment sur substratum calcaire. Ces champs de dolines caractérisent les trottoirs de corrosion successifs abandonnés lors de l'emboîtement des paléo-poljés.

Entre Vessac et Saint-André-de-Vézines, la surface S3 à 950 m est parsemée par une densité assez forte de dolines à remplissage de grésou. On observe sur les replats de la surface S4 du paléo-poljé de Vessac, un semi encore plus dense de dolines qui se développent en contrebas dans les dolomies du Dogger et du Malm. Ces champs de dolines correspondent au trottoir de corrosion à 850 m du paléo-poljé de Vessac et on y observe des dolines en baquet, parfois assez profondes sur les niveaux supérieurs (Figure 53), qui présentent des remplissages allochtones et paraautochtones. On retrouve plusieurs champs de dolines sur les trottoirs de corrosion et les replats supérieurs dans les paléo-poljés de Latour et de Pradines. On remarque aussi, au pied de leurs bordures de corrosion, de nombreuses petites dépressions, souvent à peine fermées, qui constituent des points bas, parfois drainant parfois inondables au contraire.

La proximité des bordures de corrosion en contrebas de ces trottoirs 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 points d'absorption ou d'engorgement sont à l'origine du décolmatage et de l'approfondissement des dolines qui démantèlent les trottoirs de corrosion. Le drainage de ces dolines de soutirage et d'effondrement contrôlées par l'emboîtement de la surface immédiatement en contrebas, est le plus souvent circonscrit ou relayé par les dépressions proches. Néanmoins, quand ils drainent de vastes surfaces, ils matérialisent les points préférentiels d'enfoncement des eaux de surface et dans le cas des bordures de corrosion des poljés de Pradines et de Latour, elles indiquent d'anciens points de perte qui conduisent encore les eaux de surface vers le réseau de l'Aven du Sotch de la Tride (*cf. infra*).

Ces dolines associées à des bordures de corrosion sont beaucoup plus encaissées, certaines sont des dolines d'effondrement à parois quasi verticales. Elles sont entourées d'un crypto-lapiaz exhumé ruiniforme qui traduit l'évacuation vers l'endokarst des altérites et des formations de surface. Leur remplissage est essentiellement dolomitique avec un apport modéré de gélifracts, parfois importants si les escarpements dominants sont calcaires. Malgré l'importance du soutirage et la présence de très nombreuses dépressions karstiques, c'est aussi dans ces secteurs que des inondations temporaires apparaissent. Ces phénomènes relèvent à la fois de l'engorgement de l'épikarst mais aussi du colmatage par les particules les plus fines du fond de certaines dépressions. Ils ne découlent en aucun cas de la remontée générale du niveau de la nappe karstique.

5.4.1.4 Autres types de dolines indicateurs de phénomènes localisés

Ces trois types principaux de dolines caractérisent de grandes étendues à la surface du plateau. La répartition ou le type génétique de certains groupes de dolines peuvent renseigner ou préciser les processus hydrosédimentaires et les conditions d'infiltration auxquels elles sont associées dans des secteurs plus localisés.

Les dolines alignées sur les limites de retrait de couverture

Les dolines alignées le long des bordures de corrosion matérialisent souvent la limite de l'extension d'une couverture imperméable.

On observe dans d'autres secteurs du paléo-plancher du poljé de Latour, des alignements de dolines qui forment des chapelets. Ces dolines sont alignées ici le long de la limite d'affleurement des marnes du Callovien ou le long de la couverture allochtone d'origine cévenole en se rapprochant du contact avec le socle. Ces dolines ne sont pas forcément différentes des autres dolines qui affectent le plancher du paléo-poljé de Latour du point de vue de leur formation, mais leur répartition enregistre une dynamique majeure de son évolution et l'état de surface qui en découle.

Dans le cas des marnes du callovien, le ruissellement est favorisé et alimente des infiltrations concentrées dans la dolomie bathonienne sur le front de couverture marneuse. Au fur et à mesure du retrait de la couverture callovienne par érosion de surface, des lignes de points d'absorption sont matérialisées par des dolines en cuvettes. Ces chapelets de dolines montrent différents stades de recul de cette limite d'infiltration liés à l'érosion des marnes en surface. Ces dolines organisent le drainage en sub-surface vers les zones principales l'infiltration au niveau des bordures de corrosion. La dynamique de retrait de front de couverture (Jaillet, 1999 ; Camus, 2003) se poursuit tant que l'infiltration reste dominante et stoppe dès que le karst s'engorge. Ces dolines de limite de front de couverture sont particulièrement sensibles car elles jalonnent la bordure de surface cultivées drainées par ruissellement.

Les mêmes remarques concernent les dolines en limite de la couverture d'alluvions cévenole en position de piémont qui s'étend entre Servillières et Lanuéjols quant à leur disposition et à la dynamique d'érosion des couvertures qu'elles enregistrent. En revanche, les modalités de drainage induites par la mise en place des dépôts fluviatiles autorisent une concentration des infiltrations beaucoup plus importantes. De véritables cours d'eau venaient ainsi se perdre en limite de couverture pour rejoindre directement le réseau de circulation souterraine. On observe ainsi plusieurs pertes analogues à la paléo-perte de Borie de Gras, vaste entrée escarpée dans laquelle s'engouffre un vallon de surface. Tant que ces cours d'eau de surface ont été alimentés par leur bassin versant amont cristallin (*cf. supra*) ces pertes ont pu se raccorder au réseau souterrain, comme le montre l'exemple de l'Aven des Lavandes (prof. > 200 m).

Les dolines d'effondrement

Lorsqu'une cavité est décapitée par l'érosion, sa voûte peut être foudroyée et former une dépression d'effondrement en surface. D'autres dolines d'effondrement traduisent des processus de soutirage ou de suffosion et une forte capacité du karst à exporter des masses importantes de matériel et à former des volumes souterrains qui finissent par s'écrouler. On observe ainsi une relation entre ce phénomène d'effondrement et la présence de paléokarsts dans la doline des Cesaurox visible de la D41 juste à l'est de Saint-André-de-Vézines. L'aven de la Glacière à proximité du vaste réseau

de l'Aven Noir pourrait relever initialement d'un processus analogue de décapitation de cavité. Néanmoins, l'essentiel des dolines en baquet ou à parois escarpées à fond de blocailles de la surface S3 à 950 m entre Veyreau et Saint-André-de-Vézines sont de façon dominante organisées dans l'axe de drainages souterrains susceptibles d'avoir permis l'évacuation de masses importantes, notamment de masses d'altérites insolubles.

Quelle que soit l'origine de la formation de ces différents types de dolines d'effondrement, elles sont en relation étroite le passage de circulations passées ou actuelles empruntant des drains à l'origine de l'exportation du matériel en solution ou par transit sédimentaire.

Les dolines à remplissages volcaniques

Dans le secteur du maar de Puech Margue, quelques dépressions montrent un remplissage argileux sombre. Ces dépressions sont entourées de dolomies à l'affleurement où les lapiaz s'expriment moins que sur le reste du plateau et où le grésou est beaucoup moins abondant.

Il semblerait donc que dans tout ce secteur, des processus particuliers ont modelé le toit des dolomies et conditionné l'infiltration :

- une altération sous couverture argileuse supposée d'origine volcanique après érosion et évacuation des masses de grésou issues des phases de crypto-corrosion antérieures jusqu'à la dolomie saine ;
- une infiltration assurée le système de fracturation induit par l'explosion phréatomagmatique pour s'interconnecter avec les discontinuités karstiques antérieures ou pouvant au contraire contrarier leur drainage en direction des exsurgences.

La néo-formation de couvertures argileuses imperméable à l'échelle des fissures et des petites fractures dans la dolomie saine et le colmatage des fractures lors de l'activité volcanique, notamment par cimentation chimique des brèches de *pipe*, conduisent à attribuer à ces dolines à remplissages sombre un fonctionnement propre à l'échelle locale.

Ces différents types de dolines impliquent des modalités d'infiltration très différentes. Les dolines de soutirage à remplissage de grésou et d'effondrement contrôlées par l'emboîtement de la surface immédiatement en contrebas, induisent un drainage le plus souvent circonscrit ou relayé par les dépressions proches. A l'approche des bordures de corrosion, ces dolines, voire leur évolution en paléo-pertes, induisent des réactivations répétées et des soutirages vers l'endokarst beaucoup plus dynamiques.

Les crypto-dolines à remplissage sableux à dragées de quartz, issus pour l'essentiel du remaniement successif de l'ancienne couverture crétacée, mais aussi les dolines à remplissages d'argiles à chailles, sont peu propices aux infiltrations, sauf si elles atteignent sur leur bordure ou par approfondissement la zone d'altération de grésou, comme les mégadolines entre Veyreau et les Conques dans le secteur nord du plateau.

5.4.2 Les mégadolines

5.4.2.1 Caractères généraux des mégadolines du Causse noir

Sur le Causse de Noir, on observe un grand nombre de vastes dépressions fermées de grande taille, présentant parfois une forme très caractéristique, mais parfois aussi fortement démantelées, conservant ou non leur remplissage (Figure 51). Ces dolines peuvent atteindre des diamètres hectométriques à kilométriques ; si elles constituent une forme simple, on parlera alors de mégadolines. Certaines peuvent présenter des développements multilobés, on parlera alors d'ouvala pour les formes plus complexes. Lorsque les dolines s'étendent en surface jusqu'à se toucher et deviennent coalescentes, on parle de karst polygonal (Figure 38).

Ces mégadolines et ces ouvalas sont endoréiques, caractéristique qu'elles partagent avec certaines dépressions fermées qui développent de vastes *canaules*, notamment dans la partie ouest du Causse Noir.

Ces formes sont comprises dans les secteurs où l'on a répertorié les formations de Crétacé supérieur remaniées sous forme de blocs de grès ou des couvertures de chailles éparses associées à des sables et des graviers sidérolithiques. Dans des secteurs où cette couverture a été érodée, seule les mégadolines permettent de reconnaître la géométrie d'un karst polygonal recoupé à plusieurs reprises par des surfaces d'aplanissement, S2 à 1000 m et S3 à 950 m.

5.4.2.2 Répartition et mise en place des mégadolines du Causse Noir

La densité de mégadolines les mieux marquées dans le paysage semble plus importante au nord de la faille inverse de Veyreau où elles sont parfois coalescentes, au sein d'un karst à buttes issu de la dégradation de la surface sommitale S2 à 1000 m (§. 5.1.1.1). Au sud de cette zone, on reconnaît une extension de cette répartition cellulaire, mais avec une moindre représentation, voire une disparition, des reliefs de buttes (Figure 38). Les mégadolines sont alors préservées sous forme de vastes dépressions coalescentes inscrites dans la surface à 1000 m ou séparées par de simples cloisons écrêtées vers 950-900 m. Cette zone concerne la moitié orientale du plateau où la surface à 1000 m est préservée, marquée à sa périphérie par des replats à 950 m. On retrouve ce dispositif cellulaire au sud-est du plateau et jusque sur le Causse Bégon, mais là, la troncature sommitale correspond à la surface S3 à 950 m.

Nous avons déjà déterminé que ces mégadolines (Figure 38) correspondent aux culots résiduels de crypto-dolines constituant un ancien karst polygonal tronqué par regraduation par des surfaces d'aplanissement plus récentes (§. 5.1.1.), comme en témoignent les nombreux paléokarsts décapiés à cette occasion.

Il apparaît que le substratum carbonaté a évolué dans un premier temps en reliefs à buttes et crypto-dolines issus de la dégradation par une dynamique verticale de la Surface Fondamentale des Causses (S0) développée à partir du toit de la couverture du Crétacé supérieur. Par la suite, cet ensemble est tronqué par regraduation selon une dynamique latérale lors de la mise en place d'une succession de surface d'aplanissement dont le témoin le plus ancien sur la Causse Noir est la surface S2 à 1000 m. Sur le Causse Méjean, on observe un épisode antérieur avec la troncature de la surface S1 à 1100 m (Camus, 2018, in Husson et al., 2018) et sur le Causse du Campestre, on observe même que des troncatures plus récentes comme la surface S4, exhument au passage un lambeau de l'ancienne surface bauxitique infra-Crétacé supérieur (Bruxelles, 2001). Ces observations indiquent que lors de la phase de troncature par aplanissement, les mégadolines sont encore remplies de formations superficielles et d'insolubles (bauxites, grès du Crétacé supérieur, produits d'altération sidérolithique ou argiles à chailles) qui sont ultérieurement évacuées par soutirage avec l'abaissement du niveau de base.

Ce dispositif cellulaire en karst polygonal tronqué rappelle ainsi la phase initiale de morphogenèse sous climat tropical antérieure à la genèse des surfaces d'aplanissement à l'origine de ces troncatures. Ces cellules d'altération résultent initialement d'une évolution sous la couverture de Crétacé supérieur qui ont continué à s'approfondir au cours de l'évolution géomorphologique. Sur le Causse Noir, l'essentiel des témoins sédimentaires de cette phase initiale a disparu, notamment dans les mégadolines évidées jusqu'au substratum à l'issue de la troncature de ce dispositif cellulaire par la surface S3 à 950 m, telle qu'on l'observe aux alentours de Veyreau et surtout sur le Causse Bégon. Les dépressions endoréiques de Brunas, des Randals ou de la Combe correspondent à des phases ultimes de cette évolution.

En règle générale, on peut considérer que ces dolines à remplissages crétacés ou sidérolithiques sont peu propices aux infiltrations. Dans les zones de plus forte érosion, comme les vallons ou certaines mégadolines, le substratum est atteint et les dolines se mettent à fonctionner en soutirage, mettant la surface directement en connexion avec l'endokarst.

5.4.2.3 Mégadolines, dépressions endoréiques et fracturation profonde

Dans de nombreuses mégadolines du Causse Noir et dans les dépressions complexes du karst polygonal hérité (Figure 38), les remplissages gréseux et les couvertures insolubles ont largement été évacués, ne colmatant plus que le fond de ces dépressions.

Le creusement de ces vastes dépressions endoréiques a donc atteint et dépassé le front d'altération de la couverture initiale pour s'imprimer largement dans le substratum carbonaté. Ceci implique que la surface a été mise en connexion directe avec l'endokarst et que des volumes très importants de matériel ont été évacués par soutirage. On retrouve ainsi quelques témoins de ces couvertures soutirées dans des paléokarsts souvent associés à des dolines curieusement réparties sur les versants et en hauteur par rapport au centre des mégadolines.

Ces petites dolines forment un ou plusieurs appendices sur les rebords des mégadolines où elles soulignent en fait la limite de leur colmatage. Comme les formes géantes qui les accueillent, il s'agit de crypto-doline héritées qui contiennent des argiles sableuses ainsi que des grès ferrugineux, vestiges remaniés de la couverture crétacée ou d'altérations sidéolithiques.

Leur position correspond parfois à des points de soutirage disposés aux points de contact entre la limite de remplissage des mégadolines et la fracturation. C'est souvent le cas lorsque cette fracturation correspond à des couloirs de brèches d'altération profonde pouvant évoluer en *canaules* en milieu dolomitique.

Dans les mégadolines issues du karst polygonal ces couloirs révèlent un dispositif radial en forme d'étoile de mer ; quand la dépression est colmatée, les points de perte sont disposés en hauteur sur les branches de ce dispositif. Ces points de pertes migrent vers le bas des dépressions avec l'évacuation du colmatage insoluble et se fixent au fond quand celle-ci est totale.

Lorsque le substratum a été atteint par l'érosion, la forme initiale de ces mégadolines cryptokarstiques a totalement disparue et elle est remplacée par de vastes dépressions et des ouvalas parsemées par des chapelets de dolines soulignant en pointillé les talwegs des vallons secs endoréiques. Ces dolines de soutirage sont en connexion avec l'endokarst et leur remplissage est essentiellement constitué du produit de l'ablation du substratum à l'affleurement.

Ces dolines soulignant le réseau de vallons secs endoréiques constituent sans aucun doute le stade ultime du système d'évacuation des couvertures du karst polygonal en direction de l'endokarst. On observe très fréquemment, que ces points d'absorption soulignent aussi le réseau de couloirs de fracturation évoluant en brèches d'altération et en *canaules* dans les dépressions dolomitiques. Dans ces secteurs où le *grésou* constitue à lui seul la couverture karstique, ce dispositif de vallons secs disparait dans les dépressions évoluant en *canaules* où le réseau de couloirs et de ruelles est directement drainé en profondeur à travers l'artérite fantômisée.

5.4.2.4 Analogues de mégadolines sur les Grands Causses et couvertures karstiques :

Certaines de ces mégadolines peuvent ainsi constituer un véritable héritage de l'histoire géologique puisqu'elles ont pu se former *pro parte* par crypto-altération dès le Crétacé terminal (Allabouvette et al, 1981) et lors de la période d'altération majeure du Paléocène (Wynns et Guillocheau, 1999). Plusieurs analogues de mégadolines sont connus sur les Grands Causses. Leur évolution est en corrélation avec les couvertures de bauxites, de Crétacé Supérieur et de formation continentales ou marines du Crétacé terminal et du Paléocène.

Avec le creusement des canyons, certaines mégadolines ont été entièrement vidées par le soutirage, à l'image des Grands Sotchs du Campestre et du Larzac, alors que d'autres, comme la doline du Luc Bas (Causse de Campestre) ont préservé leur remplissage bauxitique surmonté de Crétacé supérieur marin (Bruxelles, 2001). La mégadoline de la Vireneque, montre quant à elle, un remplissage de 80 m d'épaisseur daté par la flore du Campanien (Alabouvete et al, 1981), indiquant un important épisode d'activité karstique juste après le retrait de la mer du Crétacé supérieur.

Par la suite, les dolines et les zones de collapse de brèches à remplissages de laminites oxydées du Causse de Blandas ont livré des faunes du Paléocène (Peybernès et al, 2007 ; Camus ; 2003).

Enfin, il faut noter que d'autres mégadolines relèvent d'une morphogenèse tout à fait différente, toujours en relation avec la présence de couverture, mais sans rapport direct avec la crypto-altération. Il s'agit des maars du Causse de Massegros et du Causse de Sauveterre qui ont explosé dans l'aquifère contenu dans la couverture de grès du Crétacé (Bruxelles, 2007). La dépression annulaire du maar de Puech Magre découvert lors des prospections réalisée au cours de la présente étude, illustre ce type de méga-dépression.

5.5

IMPLICATIONS MORPHOLOGIQUES DES COULOIRS DE BRECHES ET DES COULOIRS DE FANTOMISATION

Les bordures du causse sont échancrees de profondes entailles pouvant évoluer en cirques et en reculées s'enfonçant à l'intérieur du massif : Cirque de Madasse et Corniche du Causse Noir (Figure 13) au-dessus de la Jonte ; ravins du Monna, de Langouyres, du Valat Nègre dans la partie aval des gorges de la Dourbie ; ravins des Rajals en aval du vallon de la Bouteille. Ce sont les empreintes morphologiques de dynamiques d'érosion régressives qui évoluent par ruissellement en surface et qui se propage au sein du réservoir à partir des exsurgences par évacuation progressive des produits d'altération. Cette dynamique d'érosion régressive souterraine atteint les zones de surface à la faveur de structures verticales, les couloirs d'altération profonde, couloirs de fantômisation dans les dolomies, et couloirs de brèches dans les calcaires, mais aussi dans les zones de tassement des fantômes de roche dolomitiques.

Dans les Grands Causses la structuration de grandes unités de drainage se traduit souvent par la mise en place des reculées karstiques. Dans ce cas de figure, de vastes réseaux karstiques s'organisent à partir d'un niveau de base préalablement déprimé par rapport à la surface des plateaux et matérialisé par une source au fond d'une reculée.

Sur le Causse Noir on ne retrouve pas les reculées majestueuses qui recueillent les drainages souterrains du Larzac comme les cirques du Durzon ou du Boundoulaou, ou les reculées du Saint-Africain (Bruxelles et Camus, 2013). La raison principale repose sur le fait que les conditions structurales de déversement des sources ne sont pas réalisées en aval drainage des grands systèmes karstiques du Causse Noir. Par contre, on retrouve de nombreux exemples de fonctionnement par érosion régressive qui commande la structuration de certains systèmes karstiques à partir d'un niveau de base préalablement déprimé. C'est le cas pour la plupart des exsurgences de rive droite de la Dourbie en aval de La Roque-Ste-Marguerite.

Ce chapitre vise à rappeler le rôle des couloirs de fantômisation et des couloirs de brèches sur l'état de conservation des formations superficielles sur le plateau en raison de leur capacité à organiser ou désorganiser les drainages de surface :

- soit par érosion de surface et formation de réseaux de vallons fluviokarstiques exoréiques guidés par ces couloirs d'altération qui occasionnent de nombreuses pertes ;
- soit par évacuation des produits d'érosion par transit souterrain dans les secteurs endoréiques et par déboufrage des mégalapiés.

L'expression morphologique de ces systèmes d'érosion régressive au sein du karst varie en fonction de la nature calcaire ou dolomitique du substratum.

5.5.1

Empreinte morphologique des couloirs d'altération profonde dans les bassins versant dolomitiques

La fantômisation des dolomies du Bathonien, et dans une moindre mesure du Bajocien et du Malm, associée à l'action de la crypto-corrosion, est à l'origine des paysages ruiniformes du Larzac. Ce paysage ruiniforme se décline en *canaux*, ou couloirs karstiques, et *rajols*, ou pinacles, correspondant à l'exhumation des cryptolapias essentiellement

par soutirage, mais aussi par ravinement sur les corniches de plateau et de bordures de corrosion lors de l'abaissement du niveau de base. Ce processus d'ablation et d'évacuation des arènes dolomitiques, notamment vers les sources, implique une connexion hydrosédimentaire hypogée qui révèle une altération de ces couloirs de fantômatisation en profondeur. Ces couloirs fantômatisés affectent souvent toute la tranche de roche karstifiable jusqu'au toit de l'imperméable. Ces discontinuités karstiques constituent un réservoir à transmissivité de porosité plus forte que l'encaissant de dolomie saine, mais surtout des zones extrêmement sensibles à l'érosion dès qu'un potentiel hydraulique apparaît. Ces discontinuités se répartissent de façon hétérogène à l'échelle de l'aquifère :

- ❑ un développement important de sub-surface correspondant à un front de crypto-altération ;
- ❑ un maillage de couloirs altérés à composant verticale ;
- ❑ un développement en maillage 3D près de la zone de contact avec le toit de l'imperméable.

L'ensemble de ces trois zones forme un continuum interconnecté entre la zone de recharge et la zone de restitution des eaux.

Dès que l'incision des vallées provoque l'abaissement du niveau de base, l'apparition d'un gradient hydraulique et l'ouverture d'un point bas à la base du réservoir altéré, un transit sédimentaire se met en place en évacuant les arènes dolomitiques à partir de la source, c'est-à-dire selon une dynamique d'érosion régressive.

Ce décolmatage des altérites se propage dans toutes les zones affectées par le fantôme de roche et où un gradient hydraulique assure des écoulements tractifs. Ce processus entraîne des tassements et des effondrements au sein des altérites et des parois fantômatisées transformant certains couloirs de fantômatisation en couloirs de brèches karstiques qui présente dès lors une perméabilité en grand pouvant évoluer vers un réseau karstique comme l'Aven des Patates ou l'Aven du Puech Nègre par exemple.

Lorsque ce « front de karstification » en réseau atteint la zone de surface (Jaillet, 1999), les processus de soutirage deviennent dominants et une ablation intense des formations superficielles s'opère jusqu'à dégager les mégalaïpes de leurs altérites (grésou dolomitique) et des couvertures allochtones qu'ils supportaient (argiles à chailles, grès du Crétacé supérieur, résidus fluviatiles ou volcaniques). La mise en place et l'expansion très rapide de ce type de système hydrosédimentaire initient des captures des bassins d'alimentation voisins.

En bordure du causse, le Cirque de Madasse, le ravin du Monna ou le ravin de Langouyres, correspondent au morcellement du plateau en plusieurs bassins d'alimentation drainant les dolomies ruiniformes. Leur extension est faible car leur impluvium ne constitue pas de zones de recharge suffisante. Par contre, ces systèmes ont eu un rôle important dans l'ablation et l'évacuation des couvertures superficielles par soutirage.

Quand l'impluvium devient plus important et se propage vers le centre du plateau, comme dans le petit paléo-poljé du Puech Nègre, le drainage souterrain s'organise de façon plus efficace par la structuration d'un réseau de galeries qui assurent le transfert horizontal, mais qui présente une dimension verticale importante sous forme de galeries en couloirs et surtout de puits de grande hauteur qui atteignent directement la zone de surface. Ce type de réseau de déboufrage associé à des couloirs d'altération profonde fera ultérieurement l'objet d'une description concernant l'organisation des drainages souterrains.

Les zones concernées par ces dynamiques correspondent à une large partie sud du plateau dolomitique entre la Pouncho d'Agast et Motpellier-le-Vieux et à la partie nord qui domine Peyreleau et qui s'étend jusqu'à Veyreau. L'expansion de ces zones s'est opérée par décolmatage des couloirs de fantômatisation, parfois vidés de leurs altérites jusqu'à la surface comme le montrent de nombreux avens au-dessus du réseau de Puech Nègre. Une fois les drains principaux mis en place, ces systèmes bénéficient d'une alimentation régulière des formations de grésou, ce qui leur confère une capacité importante de propagation en exploitant notamment la dimension verticale des couloirs de fantômatisation favorisée par des drainages dans le pendage entre La Roque-Ste-Marguerite et Massebiau.

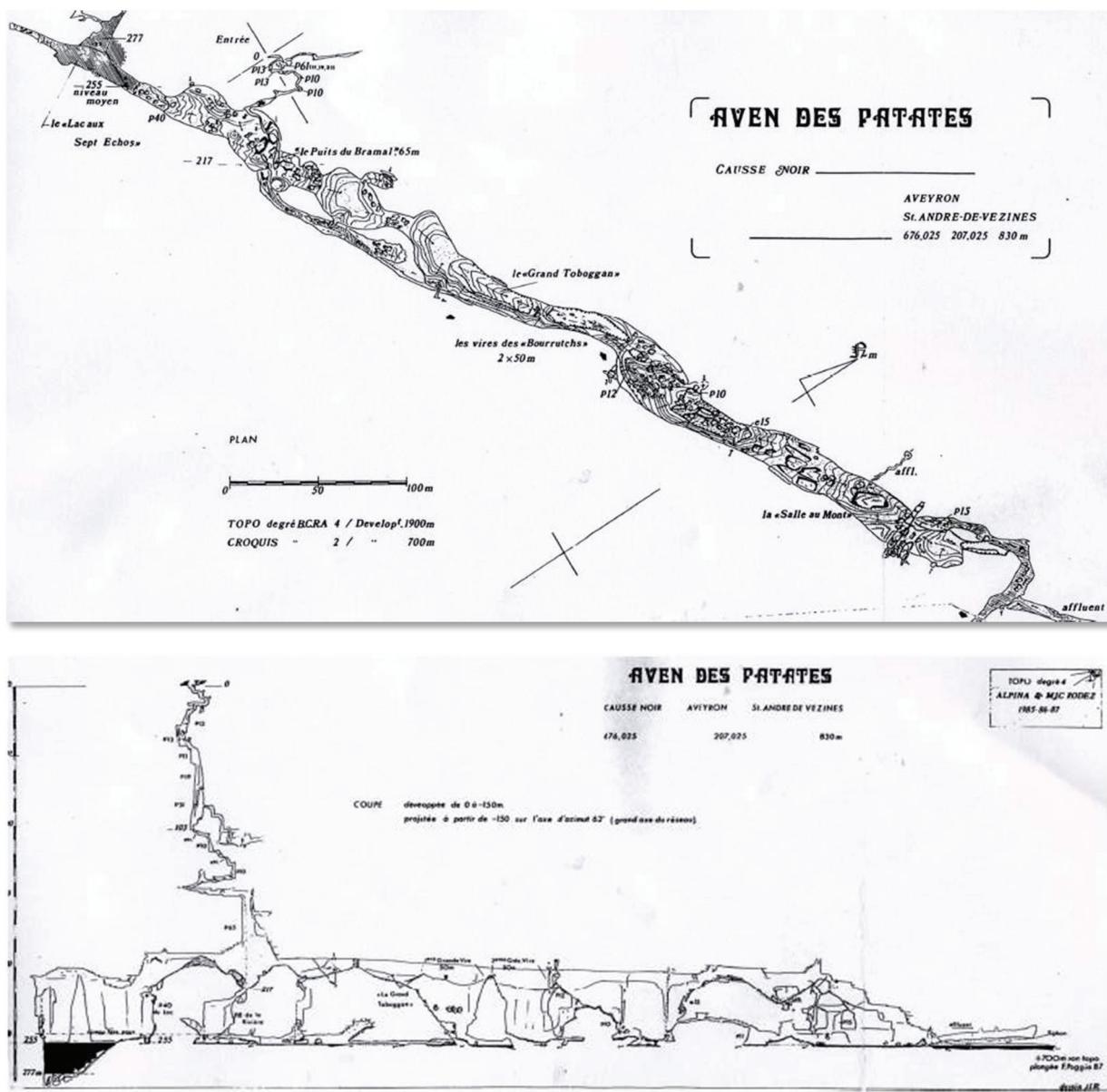


Figure 54 : Morphologie de couloir karstique de l'Aven des Patates calée sur une tranche de niveaux de base entre 575-675 m NGF

Ce processus peut s'étendre à l'échelle du plateau tout entier, y compris dans des secteurs strictement endoréiques où l'Aven des Patates (Figure 54) constitue un regard sur les circulations souterraine du système de Moulin de Corp. Cette cavité montre elle aussi de grands développements verticaux en puits parallèles plus hauts que larges qui forment une vaste galerie orientée à N40° circulant entre 575 m et 680 m NGF. Cette configuration rappelle les réseaux de la Cabane de Saint-Paul (reculée affluent de la vallée périphérique de la Sorgue), de Bez et Brun (vallée périphérique de l'Arre) ou de Soubès (reculées de la Lergues), tous alignés le long d'un couloir d'altération. A partir de la surface, une série de puits se greffe sur le couloir karstique de l'Aven des Patates. S'ouvrant en surface par une petite perte au fond d'une vaste doline, ces puits permettent le transit des insolubles vers l'endokarst.

Ce dispositif de structures verticales entretient le transit hydrosédimentaire qui a engendré la formation de la dépression endoréique de Vessac. Il signale aussi le chemin de drainage du vaste système de Moulin de Corp qui s'étend de la Dourbie jusqu'aux limites NE du plateau, c'est-à-dire dans un bassin d'alimentation exclusivement

endoréique à l'heure actuelle. La traduction morphologique de ce dispositif, est l'exhumation de *canaules* dans des dépressions fermées dolomitiques et l'organisation des vallons fluviokarstiques aux tracés rectilignes imprimés dans le substratum calcaire.

On note que ces couloirs traversent parfois plusieurs étages et plusieurs faciès dolomitiques et calcaires comme on peut l'observer dans le Valat Nègre ou ces structures verticalisées démarrent dans les dolomies bathoniennes à la surface du plateau pour atteindre les dolomies du Bajocien en traversant tous les calcaires à stipites du Bathonien inférieur. Ces structures doivent se propager en profondeur comme l'indiquent quelques indices hypogènes piégés dans ce couloir de brèche (§. 4.2.1). La continuité de ces structures d'altération à travers les faciès du Bathonien inférieur permet d'analyser leur rôle lorsqu'elles atteignent la surface dans les secteurs d'affleurements calcaires.

5.5.2 Empreinte morphologique des couloirs d'altération profonde dans les bassins versant calcaires

L'expression morphologique des couloirs d'altération profonde dans les secteurs d'affleurements calcaires correspond aux réseaux en baïonnettes de vallons fluviokarstiques imprimés dans le substratum, comme ceux du bassin versant du Riou Sec (Figure 55). Ces réseaux de vallons guidés par le maillage de couloirs signalés par des brèches et des remplissages paléokarstiques confluent directement avec les canyons, mais s'organisent aussi en direction des dépressions endoréiques. Ils concourent à l'alimentation d'exsurgences majeures dans les bassins d'alimentation peuvent se propager assez loin au centre du plateau, le plus vaste de ces bassins d'alimentation étant celui de l'exurgence du Moulin de Corp. En termes d'organisme hydrographiques, on peut considérer qu'ils sont désorganisés par l'infiltration karstique, mais leur structure en baïonnette calée sur la fracturation montre plutôt qu'ils font partie intégrante des discontinuités utiles au drainage karstique.

Cette configuration est héritée d'un système hydrosédimentaire qui s'est mis en place en deux temps :

- une phase de karstification du maillage de couloirs d'altération profonde, éventuellement suivie d'une ou plusieurs phases de réactivation, notamment par décolmatage ;
- une phase de drainage de surface, mais où l'érosion aréolaire est circonscrite dans le réseau de couloirs d'altération par tassement de l'altérite et des brèches karstiques ; le réseau est ainsi fixé ; il ne respecte pas la hiérarchisation de confluence classique des ravins d'érosion régressive dans les roches cohérentes ni la morphologie linéaire des canyons.
- Ce réseau hydrographique ne fonctionne que lorsque l'infiltration est inhibée, par le gel du sol par exemple, ou par engorgement hydraulique en crue ; le reste du temps il assure la fonction de recharge de l'aquifère drainé par les couloirs de fantômatisation et de brèches karstiques.

Dans les dépressions endoréiques de Vessac, de Brunas, de Navas, des Randal ou de la Combe, on observe un schéma différent de celui des vallons raccordés aux canyons, mais qui répond au même moteur dynamique (Figure 55). Les vallons imprimés dans les couloirs d'altération des bassins versants endoréiques calcaires sont souvent associés à des brèches et des paléokarsts ; la même observation se vérifie pour certains couloirs de fantômatisation. Cette corrélation et leur tracé rectiligne permet de les distinguer de simples ravins creusés dans la masse rocheuse saine. Là aussi, on peut considérer que le réservoir préalablement altéré en profondeur sous forme de ce maillage de couloirs est découpé par érosion des couvertures et recoupé par approfondissement de ces dépressions endoréiques ; dynamiques érosives que les couloirs d'altération engendrent et accélèrent en assurant tout ou partie du transit hydrologique et surtout du transit sédimentaire des insolubles. Le fonctionnement même de ces systèmes endoréiques, est la meilleure preuve que ce réseau maillé recoupé en surface fait partie intégrante de l'enchaînement de formes en connexion entre la zone de recharge et la zone de restitution souvent signalée par des édifices de travertins.

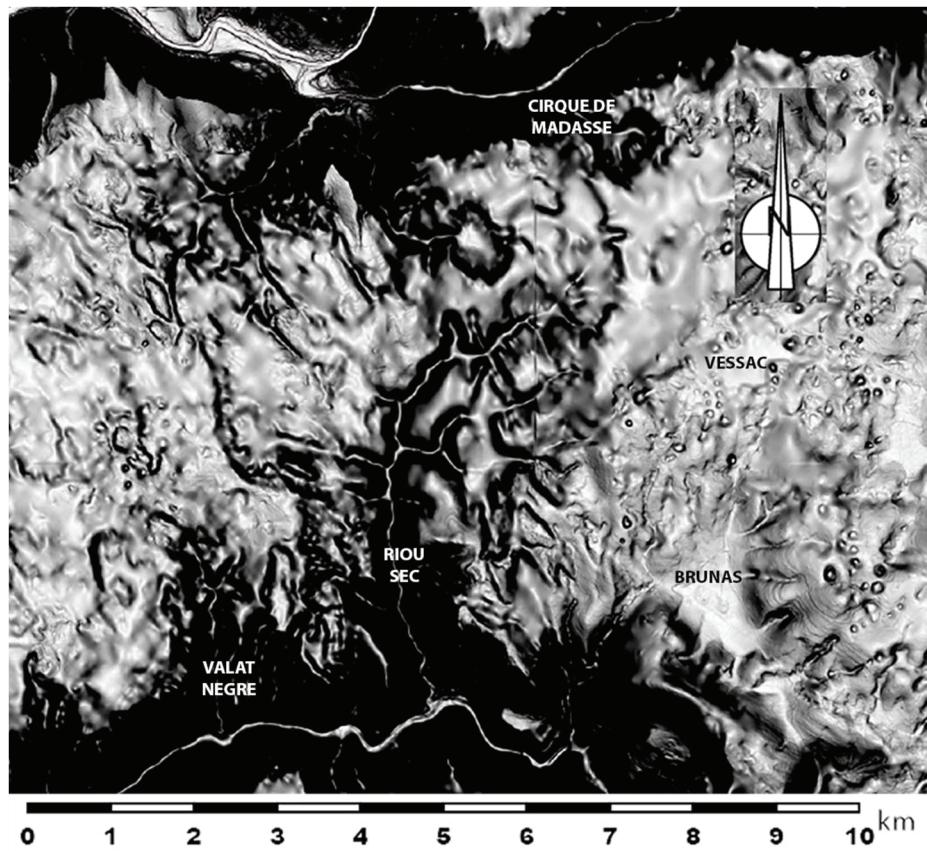


Figure 55 : Organisation spatiale des couloirs d'altération et vallons fluviokarstiques en baïonnettes

5.5.3 Mise en place des dynamiques de recul et niveau de base

Les marqueurs morphologiques et hydrodynamiques des couloirs d'altération profonde, couloirs de fantômatisation et couloirs de brèches karstique permettent ainsi de relier des ensembles morphokarstiques de la zone de recharge jusqu'à la zone de restitution des eaux :

- Vallons fluviokarstiques en baïonnettes,
- Couloirs karstiques évoluant en galeries (A . des Patates),
- Sources calées sur des couloirs et des zones de brèches (Monna, Langouyres, Puech Nègre, Moulin de Corp, Fournels).

L'organisation spatiale de ces formes est commandée par des dynamiques induites par l'abaissement du niveau de base à l'échelle de tout le système karstique. Ces dynamiques d'érosion régressive nécessitent la position basse préalable du niveau de base comme lors de la mise en place et de l'évolution des reculées karstiques et des vallées périphériques. Tant qu'un imperméable n'est pas atteint, pour jouer le rôle de barrage assurant le déversement des sources, le maillage de couloirs d'altération profonde est exploité au même titre que toute discontinuité karstique ou lithostratigraphique utilisée par les circulations karstiques. Le caractère paléokarstique et l'antériorité de ces structures profondes par rapport à l'incision des vallées, voire par rapport aux structures pyrénéennes, confirment le rôle qu'elles jouent dans la mise en place des systèmes karstiques et dans l'impact des fonctionnements hydrosédimentaires en sub-surface, puis dans l'endokarst jusqu'aux zones d'émergence.

Quand les conditions structurales s'y prêtent, on retrouve ce dispositif en amont drainage des reculées karstiques, c'est-à-dire dès que le niveau de base ne peut plus s'abaisser, lorsque le toit de l'imperméable est atteint.

Dans le cas du Causse Noir, l'imperméable est recoupé par le Tarn après la confluence de la Jonte, et par la Dourbie au droit de Massebiau. Ainsi, toutes les résurgences des systèmes concernés sont-elles situées significativement au-dessus des positions de déversement qu'engendrerait la présence d'un écran imperméable. On remarque par ailleurs que les drains reconnus par exploration spéléologique assurent le transfert horizontal à des altitudes qui oscillent autour de 500-575 m NGF. En première analyse, ces cotes pourraient représenter un stade majeur de stabilité du talweg des canyons du Tarn et de la Dourbie à l'origine du soutien d'un niveau d'aggradation fluviatile. A ce stade d'incision, le recouplement des marnes du Toarcien par le Tarn et la Dourbie devait se faire plus haut et en aval des contacts actuels. On note enfin, en rive gauche du Tarn, que ces couches imperméables affleurent dans le versant et que seules quelques rares « reculées » sont drainées par des sources aux bassins d'alimentation restreints à la bordure du plateau :

- Le ravin de Font Auzal qui débouche à la Cresse,
- Le ravin de Font Frège qui débouche à Carbassas.

Profondes de quelques centaines de mètres dans les corniches qui dominent le Tarn, ces « reculées » sont encadrées par des corniches qui s'appuient sur les marnes du Lias. Ce toit marneux constitue un niveau de base géologique (Nicod, 1972) qui joue le rôle d'un seuil de déversement. Les sources ne se trouvent pas exactement au contact des marnes, mais en contrebas, à la base de masse glissées (§. 4.7.1). Souvent, la présence de failles, d'un pli synclinal ou d'une zone altérée de type fantôme de roche, des couloirs en l'occurrence, conditionne les sorties d'eau à contre pendance. Ce sont des sources de déversement karstiques qui se partagent le drainage de la bordure du causse et de son extrémité occidentale. Les écoulements permettent l'érosion des marnes et le sapement de la corniche calcaire au droit de la source, ainsi que la mise en place de vastes loupes de glissement. Leur extension vers l'intérieur du plateau est toutefois rapidement enravée par l'épaisseur croissante, du fait du pendage, de la dalle de calcaires qui surmonte les marnes. Le maillage de couloirs d'altération joue un rôle très secondaire dans cette configuration, si ce n'est un rôle de réservoir capacitif fortement tamponné dans les masses altérées restées en place, les phases de décolmatage de l'altérite étant strictement liées à l'évolution du versant qui conditionne la position des sources.

Ainsi, à part ces micro « reculées » soutenues en position de déversement par les marnes du Toarcien et alimentées par des surfaces restreintes à la surface du plateau dolomitique, on n'identifie pas de « reculée karstique » sur le Causse Noir.

5.5.3.1 Analogies et corrélations avec les reculées karstiques et l'érosion régressive des vallées périphériques

Le terme de reculée karstique peut être adopté pour le site de la source du Durzon, située au pied du Larzac hors du périmètre d'étude, car il s'agit bien d'une source majeure, à l'origine du recul du versant par sapement basal et calée sur une zone d'accidents tectoniques, ce qui répond à la définition d'une reculée karstique. Cette situation conditionne les dispositifs de drainage par reculées karstiques, et par analogie celui des vagues d'érosion régressive qui aboutissent au décolmatage des couloirs d'altération profonde comme ici en atteste le site des Canalettes (Ambert, 1991) et à la mise en place des réseaux de déboufrage qui atteignent la zone de surface avec l'Aven de la Portalerie qui se situe dans une zone fantômisée (Bruxelles, 2001).

Cet exemple est cité ici car, d'un point de vue morphodynamique, cette reculée karstique majeure des Grands Causses s'inscrit dans le modèle de mise en place de la haute vallée de la Dourbie selon une dynamique d'érosion régressive dans la dépression liasique de Nant, c'est-à-dire la dynamique de recul d'une vallée périphérique.

Il en résulte que :

- Lors du creusement des vallées périphériques, dans les terrains marneux du lias en particulier, le bâti calcaire et dolomitique est déchaussé,
- A la suite de quoi, de nouvelles zones de restitution des eaux apparaissent, propice au développement de reculées karstiques si les conditions structurales le permettent (cas du Durzon).

Le fonctionnement des reculées karstiques succède ainsi aux dynamiques d'érosion régressives des vallées périphériques ou le cas échéant lorsque l'incision des vallées principales qui développent des canyons atteint l'imperméable en position de karst perché (cirque du Boundoulaou). Ces cas figure ne se présentent pas sur le pourtour du Causse Noir ni du Causse Bégon, à la place, on observe des dynamiques de vagues de décolmatage des zones d'altération au sein du réservoir obéissent aux mêmes contraintes de niveau de base.

5.6 LES FORMES ET FORMATIONS TORRENTIELLES LIESES DES INTEMPERIES DE 1980

Lors des épisodes cévenols et des intempéries remarquables de même ordre, des désordres sont observés sur le Causse Noir : inondation des certains points bas, écoulements torrentiels dans des vallons secs le reste du temps, formation de cônes de déjection, réactivation de paléo-pertes, ouvertures de soutirage, voire d'entrées donnant accès à des réseaux karstiques. Nous n'étudions pas ici ces phénomènes climatiques, mais les conséquences morphologiques et les cicatrices érosives qu'ils engendrent, ainsi que les implications hydrosédimentaires qui en découlent.



Figure 56 : Soutirage ouvert lors des intempéries de 1980 (à gauche) et ravin de la Bouteille décapé jusqu'au substratum montrant l'importance des traces d'écoulements torrentiels lors des intempéries de 1980. Clichés fournis par D. André.

Nous citerons les épisodes de septembre 1980 (Doria, 1986) et de novembre 1982 Nathalie Vanara (1997), qui ont pu être étudiés par ces auteurs grâce aux observations de terrain des spéléos (com. orale D. André). Les prospections spéléologiques ont permis de comptabiliser pas moins de 120 ouvertures brutalement de soutirages (André, 1994) qui ont donné accès à une soixantaine de cavités (Tableau 4), ainsi que le décapage jusqu'au substratum de plusieurs talwegs parcourus par de véritables torrents (Figure 56). Ces derniers ont pu rejoindre les cours de la Jonte, du Trévezel ou de la Dourbie en bouleversant et en redistribuant des cônes de déjection formés de blocailles toujours visibles dans le paysage (Figure 35).

Citons trois extraits de ce que relate D. André (1994) comme témoignage des effets morphologiques de ces intempéries :

« Les conséquences morphogénétiques n'ont pas été moins importantes. Il s'est produit, dans chaque doline, dans chaque dépression, une accumulation d'eau exceptionnelle. Entre Veyreau et Saint-André-de-Vézines, un immense lac s'est ainsi formé, qui s'est évacué lentement dans les fissures karstiques pour rejoindre le collecteur (à l'époque non découvert) de l'aven des Patates en direction de l'émergence de Corp.

Sous la pression de l'eau, plusieurs effondrements se sont produits qui, parfois, ont conduit dans des avens pénétrables. Ils existaient depuis des millénaires, et n'étaient pas, ou plus, en communication avec l'extérieur. »

« Une rivière au débit très important s'est manifestée entre Servillières et Pellalergues, puis est devenue affluent de la Jonte ; elle a délogé puis véhiculé au loin d'importantes alluvions fossiles datées du Pliocène. Sur plus d'un kilomètre, le thalweg a été complètement mis à nu.

D'autres ravins ont également été rafraîchis ; les principaux sont ceux de Garenne, les Barthes, la Bouteille/Rajals, les Bastides. Des fossés profonds de plus de quinze mètres ont été creusés dans le ravin de la Bouteille. La violence inouïe de l'orage a découpé ce ravin de bout en bout. »

« Tous les ravins perpendiculaires aux Gorges de la Jonte, du Trévezel, de Garenne et de la Dourbie ont été recreusés. Des loupes d'arrachement se voient encore dans ces mêmes gorges. Au débouché de certains ravins (en particulier de celui de la Bouteille), d'immenses cônes de déjection se sont formés qui ont pu dévier localement le cours de la Dourbie ! »

Les cicatrices de ces crues catastrophiques sont encore visibles dans le paysage (Figure 34 et Figure 35), d'autre ont été gommé par les évolutions plus récentes, notamment dans les secteurs agricoles et dans le talweg du vallon de Servillièr-Pellalergues qui a été remblayé (com. oral D. André).

Tableau 4 : Cavités apparues sur le plateau du Causse Noir lors des intempéries de 1980 (source D. André, 1994)

- 1/ Aven du Bois-des-Teyssonnières (-10 m) 680,225 - 209,125 - 920 Bajocien supérieur
- 2/ Aven du Bouisset n°2 (- 7 m, 15 m de développement) 676,025 - 210,20 - 840 Bathonien supérieur dolomitique
- 3/ Aven de la Bouteille (- 234 m et 700 m de développement) 677,025 - 202,125 - 810 Oxfordien supérieur/base du Bathonien inférieur
- 4/ Bauma de la Canabière (-3 m et 12 m de développement) 676,505- 209,29 825 Bathonien supérieur
- 5/ Aven des Carbonels n°2 (- 3,50 m et 15 m de développement) 676,575 - 209,29 - 823 Bathonien supérieur
- 6/ Aven de la Cardoulière (- 5 m)
- 7/ Aven de la Castèla n°2 (- 4 m)
- 8/ Aven du Champ-de-l'Aven (- 8 m et 30 m de développement)
- 9/ Aven de Conque-Redonde n°1 (- 61 m et 104 m de développement) 676,08 - 203,025 - 836 Bathonien supérieur/moyen
- 10/ Aven de Conque-Redonde n°2 (- 5 m)
- 11/ Avens jumelés de la Cote 902 (- 28 m et 90 m de développement) trois entrées 679,00 - 204,85 - 902 Bathonien supérieur
- 12/ Aven de la Cote 902 n°1 (- 8 m) 678,99 - 204,85 - 902 Bathonien supérieur
- 13/ Aven de la Cote 902 n°2 (- 8 m) 679,015 - 204,85 - 902 Bathonien supérieur
- 14/ Aven de la Cote 919 n°1 (-5 m et 12 m de développement) 683,50 - 210,20 - 920 Bathonien supérieur
- 15/ Aven de la Cote 919 n°2 (- 4 m) 683,50 - 210,20 - 920 Bathonien supérieur
- 16/ Aven de la Cote 919 n°3 (- 12 m et 20 m de développement) 683,525 - 210,175 - 920 Bathonien supérieur
- 17/ Aven de la Cote 919 n°4 (- 2,5 m) 683,50 - 210,20 - 920 Bathonien supérieur
- 18/ Aven de la Cote 919 n°5 (- 3m et 4 m de développement) 683,50 - 210,20 - 920 Bathonien supérieur
- 19/ Aven du Destel (- 45 m et 203 m de développement) 676,47 - 208,86 - 829 Bathonien supérieur
- 20/ Grotte-exsurgence temporaire des Fournels n°3 (- 1,50 m et 4 m de développement)
- 21/ Aven du Grand-Pouzarauc n°1 (- 20 m et 125 m de développement) six entrées 679,95 - 209,15 - 915 Bajocien supérieur
- 22/ Aven du Grand-Pouzarauc n°2 (- 9 m) 679,904 - 209,139 - 915 Bajocien supérieur
- 23/ Aven de Laguisardes n°1 (- 12 m et 15 m de développement) 675,35 - 208,375 - 840 Oxfordien supérieur dolomitique

24/ Aven de Laoutchounière (- 4 m) 674,00 - 200,075
25/ Aven du Luc (- 73,50 m et 154 m de développement) 682,312 - 209,365 - 916 Bajocien supérieur/moyen
26/ Aven-effondrement des Molières n°1
27/ Aven-effondrement des Molières n°2
29/ Aven de Navas n°1
30/ Aven de Navas n°2
31/ Aven du Petit-Pouzaraue (- 7 m) 679,50 - 209,075 - 915 Bajocien supérieur
32/ Aven de Peyrefioc n°1 (- 46,50 m et 130 m dével) 678,125 - 204,85 -
33/ Aven de Peyrefioc n°2 (- 9 m) 678,55 - 204,775 - 920 Bathonien supérieur
34/ Aven de Peyrefioc n°3 (- 12 m) 677,875 - 204,90 - 910 Bathonien supérieur
35/ Aven de la Pierre-Plantée n°2 (- 4 m) 676,40 - 207,025 - 840 Oxfordien supérieur dolomitique
36/ Aven-perte-temporaire du Pont-de-Garenne (- 3 m)
37/ Aven du Potz-del-Roc n°1 (- 18 m et 45 m dével) 677,055 - 202,12 - 806 Callovien
38/ Aven du Potz-del-Roc n°2 (- 3m et 4 m dével) 677,055 - 202,12 - 806 Callovien
39/ Aven du Pouget n°1
40/ Aven du Pouget n°2
41/ Aven des Rajals n°1 (- 23 m et 48 m dével) 676,125 - 201,925 - 780 Oxfordien supérieur calcaire
42/ Aven des Rajals n°2 (- 3 m) 676,050 - 201,85 - 775 Callovien
43/ Grotte-perte du Ravin-de-Long-Bédel (20 m dénivellation 19 m et + 1 m ; et 93 m dével) 670,90 - 197,90 - 653 Bathonien supérieur
44/ Aven des Réveirels (- 21 m et 35 m dével) 679,375 - 202,425 - 855 Kimméridgien supérieur dolomitique
45/ Aven de la Route-Vessac-Veyreau (- 20 m env.) vers 676,40 - 208,60 - 845 Bathonien supérieur
46/ Aven des Sabels n°1 (- 32 m) 676,175 - 201,975 - 795 Oxfordien supérieur calcaire
47/ Aven de Sajaric n°1 (- 6 m) deux entrées 678,35 - 208,575 - 915 Bajocien supérieur
48/ Aven de Sajaric n°2 (- 15 m) 678,35 - 208,575 - 915 Bajocien supérieur
49/ Aven-effondrement du Serre-de-Gascou (- 10 m et 20 m dével)
50/ Aven du Sotch-des-Mourgues
51/ Aven du Sotch-des-Trides (- 290 m et 16000 m dével)
52/ Aven du Sot-del-Rus
53/ Aven des Sourgières
54/ Aven des Teyssonnières n°1 (- 15 m et 23,50 m dével) 680,16 - 209,065 - 915 Bajocien supérieur
55/ Aven des Teyssonnières n°2 (- 8 m et 9 m dével) 680,158 - 209,066 - 914 Bajocien supérieur
56/ Aven des Teyssonnières n°3 (- 9 m et 21 m dével) deux entrées 680,158 - 209,067 - 913 Bajocien supérieur
57/ Aven des Teyssonnières n°4 (- 14 m) 680,158 - 209,068 912 Bajocien supérieur
58/ Aven des Teyssonnières n°5 (- 5 m et 8 m dével) 680,16 209,125 - 915 Bajocien supérieur
59/ Aven des Trois-Clapas n°1 (- 6 m) 680,475 - 208,875 - 920 Bajocien supérieur

60/ Aven des Trois-Clapas n°2 (- 8 m) 680,525 - 208,525 - 920 Bajocien supérieur

La carte (Figure 57) permet de rendre compte de la localisation et répartition des conséquences morphologiques et hydrologiques des intempéries de 1980 d'après les sources de B. Doria (1986) et D. André (1994).

Les soutirages actifs sur le plateau sont limités à certains secteurs :

- le long de la faille de Veyreau entre Sérigas et Veyreau.
- dans la dépression de Vessac entre Veyreau et Saint-André-de-Vézines,
- sur les replats de Cardoulière et de Peyrefioc,
- dans l'axe du vallon de la Bouteille,
- à proximité des zones inondables poljé de Pradines.

A l'échelle de l'affleurement, on retient deux types de localisation pour ces phénomènes de soutirages brutaux :

- dans les dépressions et les vallons fluviokarstiques, au centre de petites dolines ou en périphérie de dolines et de vastes dépressions asymétriques ;
- dans des secteurs de lapiaz couverts de type *canaules* plus ou moins empâtées de leur couverture de grésou ; on remarque que ces soutirage piégent souvent du grésou comme on s'y attendait, mais aussi des témoins d'argiles à chailles soutirées (Cardoulière) ou de gélifractes périglaciaires (Aven des Lavandes) alors que ces formations ne sont plus présentes aux immédiats alentours (Figure 34).

D'autres désordres sont liés au contraire aux ruissellements de surface qui ont parcourus certains vallons à la surface du plateau comme le vallon de Servillières-Pellalergues, le vallon de Sarraliès descendant du secteur de Peyrefioc (Figure 50) ou le vallon de la Bouteille (Figure 56). Ces ruissellements ont été extrêmement violents et ont laissés de profondes entailles, découpant les couvertures jusqu'au rocher. Certains de ces vallons inondés se sont écoulés vers les dépressions endoréiques du plateau en réactivant des paléo-pertes comme la grotte de Vessac ou l'Aven de Catalo. D'autres désordres catastrophiques correspondent aux écoulements torrentiels qui ont rejoint les ravins de raccordement des canyons en déposant ou en bouleversant d'important cônes de déjection formés de blocailles vives. C'est le cas de la partie aval du vallon de Servillières-Pellalergues, du vallon de la Bouteille (Figure 56) et du Valat de Long Bedel qui passe non loin de l'entrée de l'Aven Noir.

Pour l'ensemble de ces désordres, zones inondées comprises, on retiendra de la description de Bernard Doria (1986) qu'ils sont presque tous localisés entre les faisceaux de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite et de Meyrueis.

On rajoutera qu'ils se concentrent dans certains secteurs préférentiels :

- Les plus fortes concentrations s'observent dans les vallons fluviokarstiques de la surface S3 à 950 m et dans les mégadolines démantelées au nord du plateau ; il s'agit de points d'absorption en limite de colmatage ; ils sont particulièrement nombreux dans le secteur de la dépression des Conques à l'ouest du Luc, ainsi qu'au sud de Veyreau ; on en retrouve isolés dans les mégadolines situées plus à l'est, à proximité de la perte du Luc et de la perte du poljé de Sérigas ; tous ces désordres sont à proximité immédiate de la faille inverse de Veyreau ; un autre petit groupe de désordres se trouve dans une autre branche du réseau de vallons fluviokarstiques au sud de Veyreau.
- Une autre zone de concentration de désordres correspond aux trottoirs de corrosion du paléo-poljé de Latour ; encore sous une importante couverture d'argiles à chailles comme sur le replat de Peyrefioc, ou sur la surface

en partie dénudée de la Cardoulière où les différents entonnoirs de soutirage ont piégé, outre le grésou local, des argiles à chailles et des dépôts périglaciaires (Figure 34) ;

- On observe ensuite des points d'absorption isolés qui signent la concentration des eaux de surface dans les dépressions endoréiques la paléo-perte de Vessac, de nombreux points de soutirage dans les *canaules* de Sotch de la Tride ou les points d'absorption proche des zones inondables du poljé de Pradines comme la perte de Catalo.

Dans ces trois cas de figure, les eaux ont trouvé un exutoire souterrain.

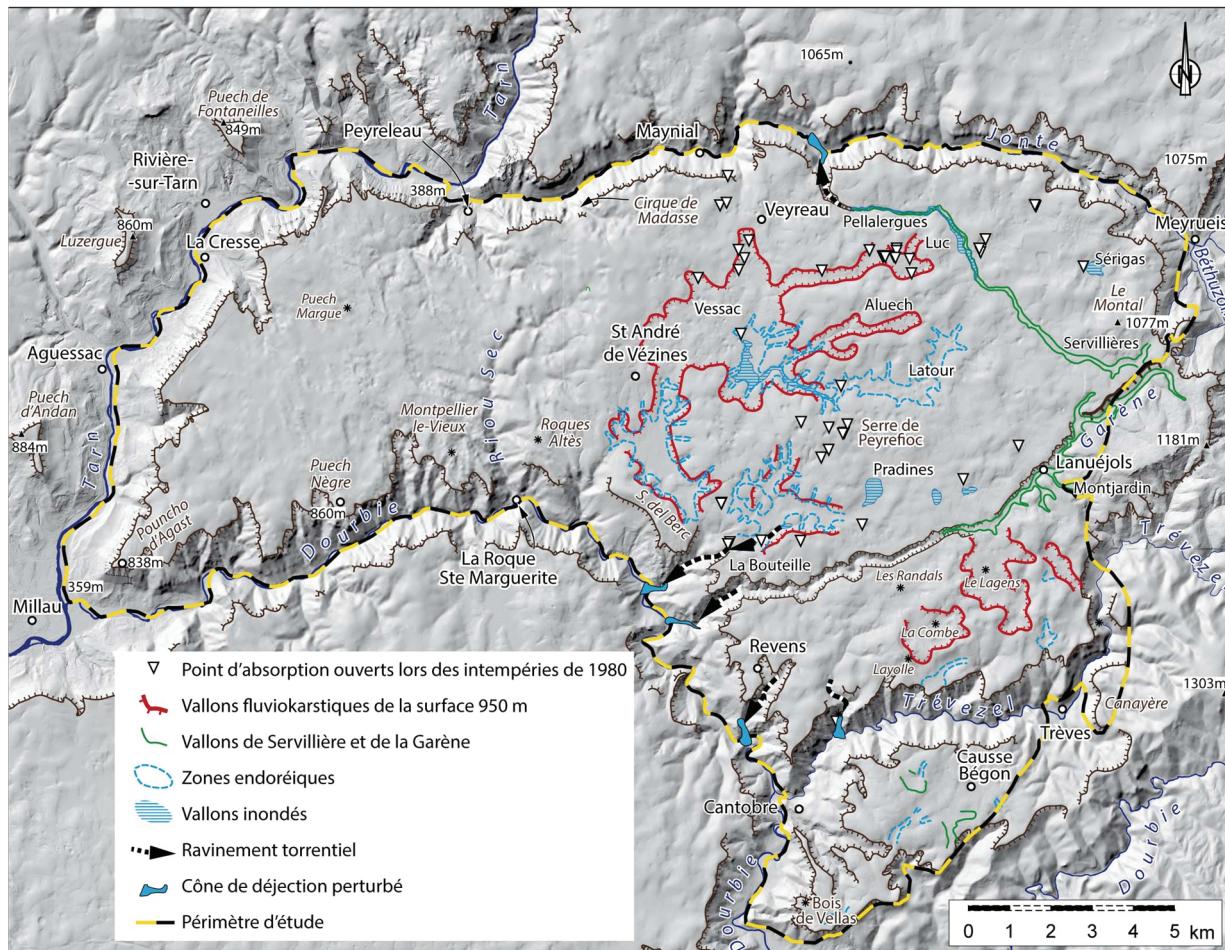


Figure 57 : Cartes de désordres hydrosédimentaires apparus lors des intempéries de septembre 1980 (modifié d'après Doria, 1986)

D'autres types de désordres répondent à des conditions de drainage torrentiel, notamment dans l'axe des vallons qui ont été inondés lors des intempéries de 1980 comme le vallon de Servillières-Pellalergues, mais surtout le long et aux abords immédiats du vallon de la Bouteille qui se prolonge en aval par le ravin des Rajals. Dans ces cas de figure, les eaux torrentielles ont trouvé un chemin de drainage en surface au plus fort de la crue, mais avec des incidences en termes d'infiltrations souterraines, notamment en direction du réseau de l'Aven Noir sous le Valat de Long Bedel.

Enfin, une série de désordres a été observée dans l'axe du couloir de brèches du Maynial, entre Veyreau et la ferme du Villaret. Ce secteur se caractérise par des *canaules* en voie de décolmatage en direction de la Jonte et sous l'effet favorable d'un pendage vers le nord.

En conclusion, on observe que la quasi-totalité des soutirages et des ouvertures de cavités en condition endoréiques sont localisées dans le bassin d'alimentation des exsurgences du Moulin de Corp et des Fournels. Ces désordres pourraient signaler les chemins de drainage emprunté par des réseaux karstiques sous-jacents. Ils illustrent le processus généralisé de transit hydrosédimentaire exposé précédemment en prenant pour modèle l'Aven des Patates (Figure 54). Ils matérialisent la propagation des conduits karstiques connectés qui accompagne de retrait des couvertures par expansion du front de karstification (Jaillet, 1999).

6. SYNTHESE DES OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES.

Afin de répondre de manière pertinente à l'organisation du drainage de l'ensemble du secteur étudié, il est important de prendre en compte l'histoire géologique mais aussi géomorphologique car elle permet de comprendre l'organisation du drainage karstique tel que nous le connaissons aujourd'hui.

Avant de relater les grandes phases de l'évolution morphologique des Grands Causses et de faire la synthèse des observations morphokarstiques retenues pour la cartographie des formes karstiques et des formations superficielles, puis de dresser les grands traits de leur mise en place, il convient de préciser les grandes lignes du contexte structural du Causse Noir.

6.1 GRANDS SECTEURS STRUCTURAUX DU CAUSSE NOIR

La carte lithostructurale simplifiée du Causse Noir (Figure 58 et figure 2-A3 atlas) met en évidence quatre grands secteurs ou blocs séparés les faisceaux de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite et de Meyrueis et par les failles inverses de Veyreau et de Montjardin.

La partie comprise entre les faisceaux de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite et de Meyrueis est compartimentée en trois blocs avec du nord au sud :

- Un antiforme complexe qui se développe au toit de la faille inverse de Veyreau. Ce bloc où la dolomie bathoniennne affleure largement, est lardé par plusieurs accidents compressifs parallèles à cette faille. On note, qu'à l'est de la faille de la Parade qui se développe pour l'essentiel au nord sur le Causse Méjean, le canyon de la Jonte est calé entre deux axes anticlinaux N-NW/S-SE.
- Un bloc central à pendage nord qui s'étend entre les deux failles inverses de Veyreau et de Montjardin qui regardent au sud. Un synclinal où affleurent les calcaires et les marnes du Malm, s'étire en avant de l'accident compressif de Veyreau, alors qu'à l'approche de la faille de Montjardin, le pendage porte les dolomies et les calcaires du Bathonien à la surface. Le seul imperméable à l'affleurement correspond aux marnes du Callovien qui s'intercale dans la série à l'affleurement du Bajocien au Kimméridgien. On note aussi la présence des intercalations de lignites dans les calcaires à stipites du Bathonien inférieur et bien entendu les calcaires à chailles du Bajocien inférieur.
- Au sud de la faille de Montjardin, un troisième bloc de forme triangulaire qui correspond au sud du Causse Noir s.s. et au Causse Bégon. Ce bloc présente la particularité d'être profondément incisé par le petit canyon de la Garène et surtout par le canyon du Trévezel. La pointe sud de ce bloc correspond à la convergence des faisceaux de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite et de Meyrueis dans le secteur de la dépression liasique de Nant, avant qu'ils ne se rejoignent pour bifurquer vers l'ouest et pour être repris dans la faille inverse d'Alzon.

L'ensemble est adossé au socle cristallin le long de la faille orientale du faisceau de Meyrueis, première composante d'un système de failles normales qui regardent vers l'ouest. Cette lanière tectonique orientale est structuralement la plus élevée ce qui permet la mise à l'affleurement des termes du Trias à l'Aalénien et surtout ceux de l'imperméable du Toarcien. La faille occidentale du même faisceau met directement en contact la base du Dogger avec le Bathonien et le Jurassique supérieur.

A l'autre extrémité du causse, le bloc occidental, le plus bas et conforme à la structure, est caractérisé par des affleurements dolomitiques et de calcaires à stipites du Bathonien à l'approche du faisceau de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite. Son pourtour entre les confluences respectives de la Jonte et de la Dourbie avec le Tarn est constitué par l'imperméable liasique.

On précise que dans le détail, qu'en dehors de ces failles majeures, un grand nombre d'accidents de direction sub-méridienne, ainsi qu'à N140°-160° et à N40° ne décalent que très peu, voire pas du tout les limites d'affleurements. Ces couloirs de fracturation sont extrêmement altérés et cimentés par plusieurs générations de passages de fluides minéralisés et ils présentent des remplissages intra-bréchiques de type laminites indiquant sans nul doute une forte capacité à assurer des transit hydrosédimentaires.

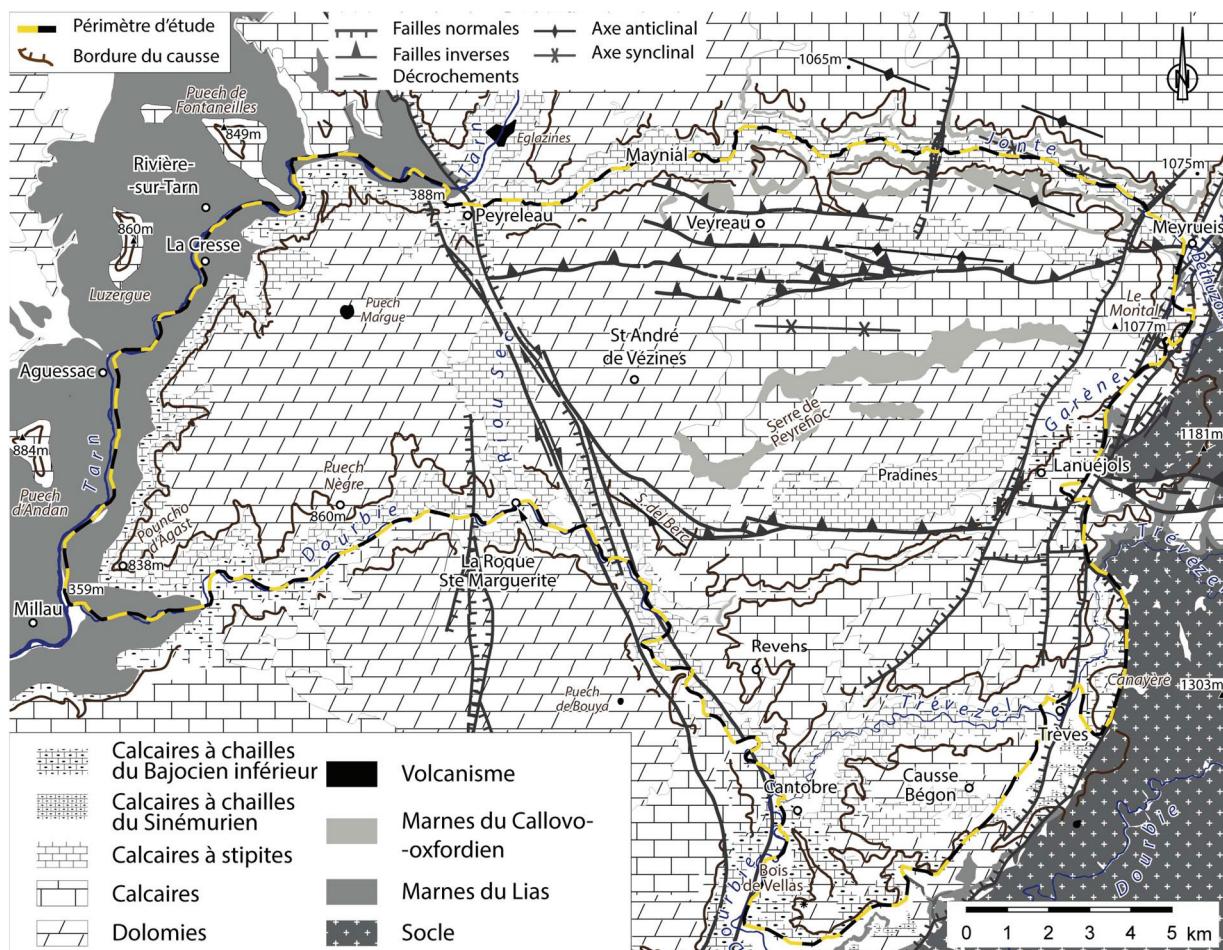


Figure 58 : Carte litho-structurale simplifiée du Causse Noir (figure 2-A3 atlas)

6.2

SYNTHESE DE L'HISTOIRE GEOMORPHOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Les principales phases de karstification enregistrées sur les Grands Causses se traduisent par une réponse karstique en termes de structuration des réservoirs carbonatés. Pendant une longue période allant de la fin du Crétacé supérieur jusqu'au début du Néogène, le domaine des causses évolue en vaste surface d'aplanissement centrée au cœur du bassin des Grands Causse. Il en découlera la Surface Fondamentale des Causse (Ambert, 1991) qui tronque les structures tectoniques pyrénéenne et à partir de laquelle vont s'inscrire les canyons caussenards. Le réservoir est alors soumis à une puissante altération qui convoque à la fois la durée du temps géologique et la puissance des altérations sous des climats tropicaux.

Les phases de structuration karstique qui en découlent sont à regrouper en quatre ensembles :

- Les phases de structuration karstique antérieures aux déformations tectoniques pyrénéennes :

- époque des bauxites ; surface altérée enfouie par la transgression du Crétacé supérieur,
 - altération de la couverture crétacée, des grès ferrugineux, altération sidérolithique et des argiles à chailles,
 - altérations profondes en couloirs, fantômisation et bréchification, avec transits sédimentaires,
 - karst à buttes et karst polygonal à cellules d'altération profonde.
- Les phases de structuration karstique par abaissement du niveau de base à l'origine de l'étagement des surfaces d'aplanissements et antérieures à l'incision des canyons :
- époque des poljés,
 - dynamique de regraduation et surfaces de substitution étagées,
 - installation des paléo-vallons sur la couverture crétacée en place,
 - altération des calcaires siliceux (débutée lors de la phase précédente) et transits d'argiles à chailles,
 - fonctionnement des paléo-poljés surcreusés dans le substratum au mur des couvertures.
- les phases de structuration karstique par abaissement du niveau de base sous contrôle de l'incision des vallées :
- installation des vallées modernes, érosion du socle cévenol et incision des canyons,
 - modification des chemins de drainage dans l'axe fluviatile du Tarn et de la Dourbie (entre 14 et 7 Ma),
 - enregistrement de l'incision de la Jonte (> à 2,5 Ma) et pro parte du Trévezel,
- les phases de structuration karstique par recul des vallées périphériques et déchaussement des massifs calcaires et dolomitiques :
- creusement régressif des combes structurales et des alvéoles marneuses,
 - mise en place des reculées karstiques et des systèmes de décolmatages des altérites,
 - captures de bassins versants et de bassins d'alimentation hydrogéologiques,
 - déconnexions des causses de leurs amonts cristallins (post 2,5 Ma).

Sur le Causse Noir, la morphologie de surface traduit l'emboîtement de surfaces de substitution karstiques en forme de gradins s'abaissant par paliers de 1000 m sur la bordure cévenole, à 800 m à la confluence de la Dourbie avec le Tarn. L'organisation des formes de surfaces, conforme à la structure, montre que les eaux de surface circulaient en direction du centre du bassin. Les reliefs issus des déformations pyrénées sont altérés et arasés et le produit de ces altérations s'ajoute à ceux de la couverture crétacée et aux argiles à chailles pour alimenter de vastes poljés, dont certains deviendront des poljés de contact à l'amorce du soulèvement des Cévennes. Cette période court de l'Oligocène au début du Miocène, période à laquelle le réseau hydrographique moderne s'installe entre le bassin atlantique et le bassin méditerranéen.

En effet, à partir du Miocène, le soulèvement de l'ensemble du Massif Central érigé les Cévennes cristallines, désormais dénudées de leur couverture sédimentaire, en limite de partage des eaux. La poursuite de cette surrection engendre le creusement des canyons. Le drainage s'organise en direction du fond de ces canyons, points bas de la topographie contemporaine. Le Tarn, la Dourbie étroitement associée au Trévezel, suivie de la Jonte s'incisent en canyon, mais c'est la Dourbie qui, bénéficiant d'un seuil d'imperméable plus bas en aval, l'emporte pour recueillir des systèmes karstiques aux bassins d'alimentation les plus vastes.

Cette phase d'incision provoque le démantèlement des paléo-poljés qui restent désormais perchés à la surface des plateaux soumis au soutirage et à l'exhumation des mégalapiés. Dans le cas des poljés de contact de la bordure cévenole, il faudra attendre le Plio-Quaternaire en raison des percées hydrographiques allochtones qui continuent à alimenter poljés de contact en insolubles, mais qui vont finir par traverser le causse pour rejoindre le niveau de base des canyons avant d'être coupées de leurs amonts cristallins.

En effet, au Plio-Quaternaire, la dynamique d'érosion régressive généralisée des vallées périphériques tend à déconnecter les causses de leurs amonts cévenols comme c'est le cas pour le Causse Méjan ou le Causse de

Blandas. L'évidement des dépressions triasiques et liasiques bouleverse l'organisation du drainage et engendre aussi de nombreux cas de capture de bassins versants.

Le recul de la Haute Dourbie a ainsi des conséquences des plus importantes, car elle provoque une capture du bassin versant méditerranéen par le bassin versant atlantique en s'écoulant près de 500 m en contrebas de la Vireneque avant son entrée dans ses gorges en aval de Sauclières. Ce profond creusement par recul de la haute Dourbie dans la dépression liasique de Nant est sans doute à l'origine d'une dérivation de son cours qui pouvait auparavant emprunter le Col de Pierre Plantée pour rejoindre l'axe actuel du Trévezel. On note aussi qu'en amont de ce site, la haute Dourbie cévenole a elle aussi perdu une partie de son bassin versant granitique lors du creusement de la vallée de l'Hérault au col de l'Espérou (Wiénin, 1986). Une partie de la tête de vallée initiale du Trévezel a pu subir le même sort.

Le Causse Noir, moins affecté que les autres causses par cette déconnexion des amonts versants, conserve son organisation initiale de drainage en direction de la Dourbie où se trouvent les principales sources. L'essentiel de l'impact du creusement des vallées périphériques, concerne la déconnexion des vallons de Servillières-Pellalergues et de la Garène, notamment en tête de vallée du Béthuzon au nord et sur le site de la Baumelle au sud.

On note enfin, les cours temporaires actuels de la Jonte et du Trévezel qui restent partiellement suspendus par rapport au niveau de base, en raison du fonctionnement d'auto-captures dans le cas de la Jonte et en raison de la capture des pertes du Trévezel par recouplement de méandres souterrain dont la structuration du réseau de l'Aven Noir fait foi (*cf. infra*). Ces processus de capture souterraine sont classiquement attribués à des phases importantes d'aggradation fluviatile (Mocochain et al., 2004).

On assiste donc, au fur et à mesure de l'encaissement du réseau hydrographique, à un morcèlement des bassins d'alimentation des sources.

6.3 RECAPITULATION DES OBSERVATIONS MORPHOKARSTIQUES SUR LE CAUSSE NOIR

La synthèse cartographique des formations superficielles et des formes karstiques du Causse Noir (*Figure 59* et *Figure 60*) permet de comprendre les grandes étapes de la structuration du drainage de surface et de ses connexions avec le milieu souterrain en direction des sources.

6.3.1 Synthèse morphokarstique du Causse Noir

La carte de synthèse des formations superficielles et des altérations (*Figure 59*) et la carte de synthèse des formes karstiques (*Figure 60*) sont présentées à l'échelle 1/100000 dans un atlas au format A3 (figure 5-A3 et figure 6-A3 atlas A3) et sous forme de cartes hors texte au format A1 (Annexe 1 et 2). Ces deux cartes illustrent la répartition des différentes formations et des différentes formes observées dans la mesure où elles rendent compte de l'évolution karstique du Causse Noir. On peut ainsi proposer une synthèse de ces formes karstiques et de ces formations corrélatives en regroupant en fonction des conditions générales de leur mise en place.

6.3.1.1 Formes et formations liées à l'évolution des couvertures issues des dépôts du Crétacé

La partie nord et est du plateau est caractérisée par un paysage relique issu du démantèlement d'un karst polygonal (*Figure 60*). Suite à la troncature de ces structures par la surface d'aplanissement à 1000 m, suivie de l'emboîtement de nouvelles surfaces en contrebas, un karst à buttes s'est développé par dégradation de la surface sommitale en révélant les mégadolines à remplissage argilo-sableux issus de l'altération de grès crétacé.

Ces mégadolines sont localisées à l'intérieur de la limite d'extension des indices de couverture de Crétacé (*Figure 59*). Dans les mégadolines évidées de ces remplissages au sein du karst polygonal hérité, on observe des lobes

correspondent au passage de couloirs de brèches d'altération dans lesquels sont piégés des remplissages paléokarstiques, notamment des laminites oxydées, dont certaines pourraient correspondre à des aramonites, c'est-à-dire à de la bauxite remaniée. Ce karst polygonal est donc hérité d'une évolution sous couverture, probablement la couverture de Crétacé supérieur, lors de la longue genèse de la Surface Fondamentale des Causses. Sur le Causse Méjean et sur le causse de Campestre, certaines de ces formes correspondent à la surface des bauxites exhumée transgressée par les dépôts margino-littoraux du Coniacien.

6.3.1.2 Formes et formations liées aux processus d'aplanissements

La carte des paléo-surfaces (*Figure 40 et figure 4-A3 de l'atlas A3*) permet de représenter les différents niveaux de surfaces s'abaissant en gradins d'est en ouest. Ces niveaux étagés supportent ces formations superficielles et les modélisés karstiques qui les accueillent en partant des reliefs les plus élevés du causse, proches du contact avec le socle cévenol, jusqu'aux surfaces surbaissées qui s'étendent à l'ouest jusqu'à la confluence de la Dourbie avec le Tarn :

- La surface S2 à 1000 m,
- La surface S3 à 950 m,
- La surface S4 à 850 m
- La surface fluvio-karstique S5 à 750 m.

L'analyse des formations superficielles a montré que les indices de couvertures et de formes les plus anciennes sont localisées sur les plus hautes surfaces, à l'est et au centre du plateau. Même si on observe ici une certaine conservation de ces indices, c'est déjà à l'état de formations résiduelles éparses et de formes reliques tronquées qu'on les retrouve. L'analyse spatiale de ces indices permet de reconstituer l'extension des couvertures karstiques associées aux principales surfaces supérieures : S2 à 1000 m et S3 à 950 m. Elle permet aussi de démontrer que ces aplatissements sont venus tronquer des morphologies plus anciennes telles que des mégadolines alors remplies de leurs altérites ou des paléokarsts correspondant à d'anciennes cavités renfermant des spéléothèmes massifs et qui se retrouvent décapitées par l'érosion des replats sommitaux et des croupes topographiques.

A ces indices hérités de morphologies antérieures correspondant à des paysages disparus, s'ajoutent des indices de formations corrélatives telles que des encroûtements et des enduits ferrugineux qui correspondent à la phase de morphogenèse responsable des processus d'aplatissement. On les retrouve en place sur les replats résiduels et remaniés dans les dépressions en contrebas.

On observe aussi que les surfaces les plus basses, S4 et S5, sont intensément altérées et que l'essentiel de la couverture corrélative de cette altération est du grésou autochtone (*Figure 59*).

La moitié est et le centre du plateau sont longtemps restés en connexion topographique avec des amonts cévenols, pourvoyeurs en argiles à chailles au début, puis en formations alluviales du socle avec l'incision du réseau hydrographique induite par la surrection et l'érosion du massif cristallin. Au cours de cette évolution, les anciennes couvertures et altérations (Crétacé supérieur, formations sidérolithiques, argiles à chailles) sont démantelées, parfois remplacées, parfois simplement enrichies, lors de la mise en place des nouveaux apports, notamment le matériel fluviatile cévenol dont les traceurs indiquent une vaste zone de provenance qui s'étend jusque sur les granites de l'Aigoual (granites à dents de cheval).

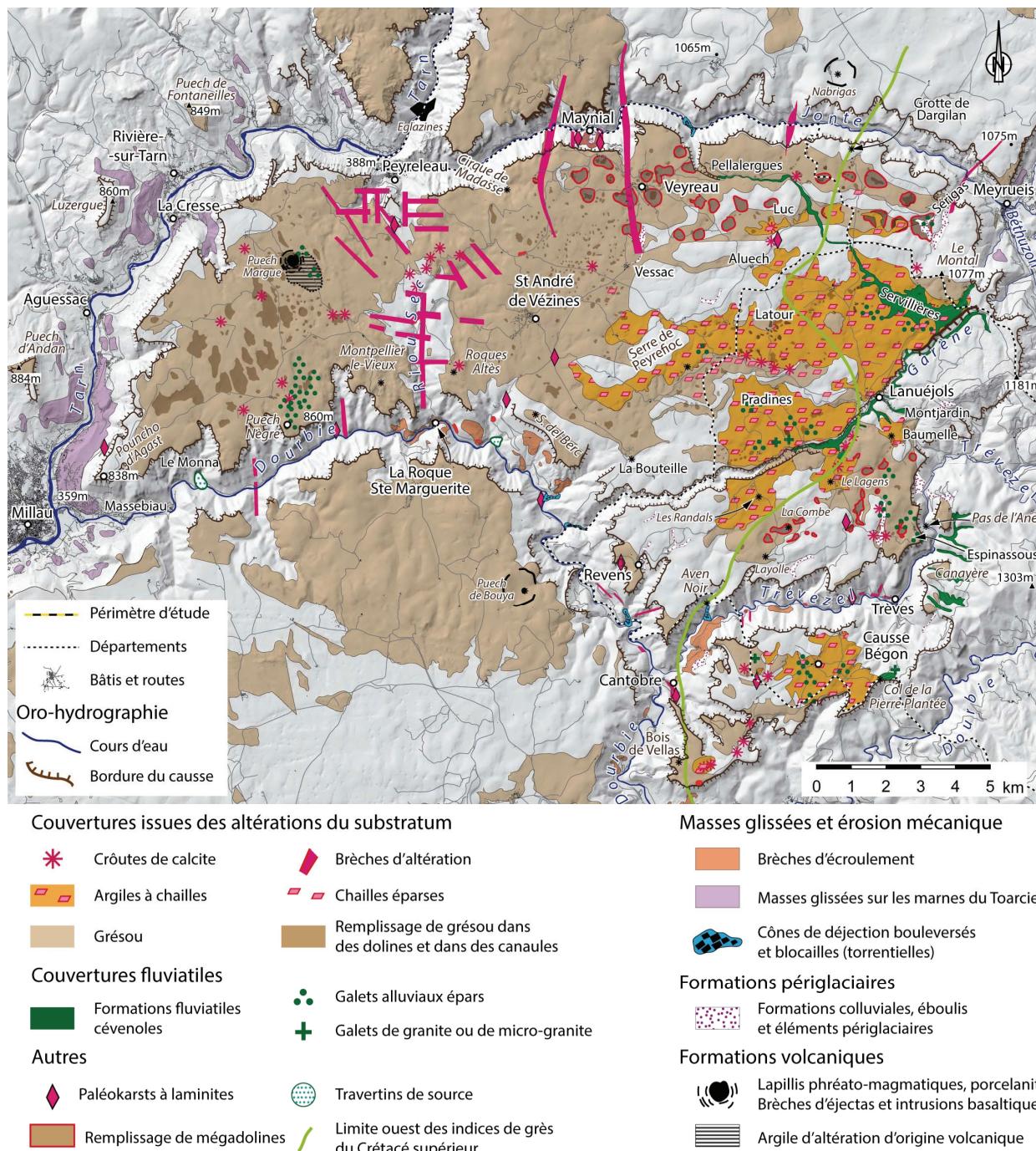


Figure 59 : Carte de synthèse des formations superficielles constituant les couvertures karstiques du Causse Noir.

6.3.1.3 Formes et formations issues de la crypto-altération et de la fantômisation des dolomies

Ces formes et formations sont en relation étroite avec les surfaces d'aplanissements en domaine dolomitique dont on vient de parler. On précise ici, non pas le processus à l'origine de la dynamique d'aplanissement, mais les conséquences morphogéniques de la crypto-altération assistée par fantômisation. Les principales de ces formes correspondent aux mégalapiés dolomitiques en couloirs, les canaules, et en relief à clochetons, les rajols, notamment ceux qui modèlent les bordures de corrosion (Figure 60). Ces formes caractérisent en particulier les replats karstiques des surfaces S2 et S3. Ces modèles sont associés aux sables dolomitiques, le grésou, c'est-à-dire l'altérite autochtone

développée par fantômerisation au front d'altération, représenté en beige (*Figure 59*). Dans les cas extrêmes, mais relativement fréquents, le front de crypto-altération peut s'enfoncer de plusieurs dizaines de mètres et télescopier des discontinuités profondes du réservoir, notamment les couloirs d'altérations profonde et ainsi induire un transit sédimentaire puissant entre la surface et l'endokarst.

6.3.1.4 Formes et formations issues de l'emboîtement des poljés dans les paléo-surfaces

Les principales formes permettant la détermination des poljés sont leur plancher, mais surtout leur bordures et trottoirs de corrosion et leurs pertes de type ponor. Certains de ces poljés sont encore fonctionnels de façon temporaire, Pradines ou Sérigas, mais la plupart sont hérités et dans leur cas, il faut parler de paléo-poljés, Latour, Puech Nègre (*Figure 60*). Les grandes dépressions du plateau correspondent ainsi à des paléo-poljés dont on reconnaît les bordures et les trottoirs de corrosion, faciles à repérer car criblés par des champs de dolines et des structures de soutirage actives ou héritées, notamment lorsque leur remplissage est constitué de formations qui ont disparu aux alentours immédiats, comme les argiles à chailles piégées dans les entonnoirs de soutirage de Cardoulière ou les dépôts périglaciaires piégés dans l'entonnoir au fond duquel s'ouvre l'entrée de l'Aven des Lavandes (*Figure 34*). Ces paléo-poljés sont de quatre types :

- les poljés de contact situés en position de piémont limitrophe du massif cristallin des Cévennes,
- les poljés emboîtés dans la surface S3 à 950 m qui forment des successions de bordures et de trottoirs de corrosion,
- le plancher de la plaine karstique de la surface S4 à 850 m qui a accueilli les confluences respectives de la Jonte et de la Dourbie avec le Tarn,
- les petits poljés et fluvio-poljés des niveaux à 800 et 750 m calés sur le niveau de base avant l'incision des canyons.

Sur le Causse Noir plusieurs de ces formes étaient plus étendues que les limites du causse actuelles et débordaient largement sur le Causse Méjean et sur le Causse de Massegros ou sur le Larzac.

6.3.1.5 Formes et formations installées sur des couvertures

On observe à la surface du causse de larges vallons secs imprimés dans le substratum calcaire et dolomitique à partir de la surface S3 à 950 m. Deux conditions impératives permettent l'installation d'un tel réseau :

- La proximité du niveau de base local,
- Et/ou la présence d'une couverture suffisamment imperméable pour garantir les écoulements de surface.

Ces vallons fluviokarstiques hérités sont généralement compris dans la zone de couverture d'argiles à chailles où persistent des vestiges remaniés de la couverture crétacée sous forme de sables et de blocs de grès associés à des éléments sidérolithiques (nodules ferrugineux, éléments de cuirasse, dragées de quartz). Comme cela a été montré le Causse de Séverac (Bruxelles *et al.*, 2007), sur le Larzac méridional (Bruxelles et Camus, 2013) et sur le Causse Méjean (Camus, 2018, *in* Husson *et al.*, 2018), c'est la couverture crétacée et ses produits de remaniement qui ont permis à ce type de réseau hydrographique hiérarchisé de s'installer sur une surface propice.

La plupart de ces vallons fluviokarstiques est aujourd'hui fossile. La troncature de leur amont, la disparition des formations superficielles capables de concentrer les eaux de surface ainsi que l'activité croissante du soutirage karstique ont eu raison des circulations de surface. Tout au plus, lors d'épisodes pluvieux importants, certains tronçons peuvent être parcourus par des écoulements temporaires. De même, ils ont pu connaître des périodes de forte réactivation avec la persistance d'un pergélisol durant les phases froides du Quaternaire.

6.3.1.6 Formes et formations de type dolines liées aux processus d'infiltration et de soutirage

Les dolines sont des formes en creux élémentaires qui peuvent être regroupées en champs de dolines, être alignées en chapelets ou s'inscrire dans des formes en creux plus vastes ou plus complexes comme des poljés, des ouvalas,

des vallons fluviokarstiques. Elles peuvent en particulier s'inscrire dans d'autres types de dolines beaucoup plus grandes, les méga-dolines, ou au fond de dépressions modelées en *canaules*, autres formes en creux.

La typologie retenue pour cartographier les dolines est basée sur des distinctions morphodynamiques, permettant d'analyser de façon plus révélatrice la disparité de ces formes en termes de fonctionnement hydrogéologique :

- Les dolines sommitales correspondent à des paléokarsts trépanés, sans bassin versant, colmatées par des argiles, leur rôle d'infiltration est négligeable, sauf si elles donnent directement accès à l'endokarst ;
- Les dolines à remplissages de *grésou* sont drainées en profondeur par cette formation meuble et poreuse ;
- Les dépressions regroupées en champs de dolines sur le revers des trottoirs de corrosion et au pied des bordures ; sur les trottoirs de corrosion, ces formes induisent des processus d'infiltration en direction du plancher emboîté en contrebas, mais le long des bordures de corrosion l'infiltration peut se faire de façon massive vers l'endokarst ;

En règle générale, ces deux derniers types correspondent à des dolines sous couverture ou crypto-dolines.

A ces trois types principaux et inégalement répartis sur le causse, s'ajoute des types de dolines plus spécifiques :

- Les dolines alignées sur les limites de retrait de couverture, qui sont alimentées par les eaux qui ruissentent sur des surfaces imperméables ;
- Les dolines d'effondrement qui traduisent la présence et la formation de vides sous-jacents ;
- Les dolines à remplissage d'origine volcanique, qui se trouvent circonscrites aux abords immédiats du maar de Puech Margue.

Enfin, il existe comme on l'a déjà précisé des mégadolines qui sont des formes géantes de crypto-dolines évidées de leur remplissage altératif par soutirage. Ce processus d'exhumation suggère la possibilité d'établir un transit sédimentaire qui est généralement assuré par des pertes disposer en limite de remplissage. Dans les cas extrêmes, la totalité du remplissage a été vidangée par l'endokarst, laissant apparaître des couloirs de brèches qui se croisent en fond de dépression pour dessiner un motif en branches d'étoile de mer. Ces mégadolines peuvent se présenter isolément ou au contraire en concentrations. Lorsqu'elles s'agrandissent et deviennent coalescentes, elles forment un karst polygonal.

6.3.1.7 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 en partie, voire totalement, évacuées et dans lesquels l'érosion karstique ou aréolaire attaque directement le substratum. Deux types d'évolution ont été mis en évidence :

- Les dépressions endoréiques évidées de leurs remplissages et drainées par des vallons fluviokarstiques guidés par des couloirs d'altération en direction de points d'absorption connectés avec l'endokarst,
- Les dépressions éventrées par des vallons karstiques et des ravins de raccordement affluents des canyons, comme le réseau de vallons fluviokarstiques du bassin versant du Riou Sec ou le Cirque de Madasse.

Les formations associées sont des alluvions et des colluvions correspondant au remaniement d'anciennes altérites et formations allochtones, mélangées à une proportion dominante de clastes issus du substratum. Ces accumulations de cailloutis calcaires colmatent des vides préalablement vidangés de remplissages antérieurs, ce qui caractérise la récurrence de ce processus dans le temps.

6.3.1.8 Couloirs de brèches et de fantômatisation parcourus par des transits sédimentaires

Les couloirs d'altération profonde bien visibles sur les flancs des canyons, apparaissent nettement à l'affleurement sur le plateau où ils ont, pour les principaux, été représentés sur la carte géologique, en relation ou non avec des accidents tectoniques. Dans ce cas, on n'observe souvent aucun décalage le long de ces accidents. A l'échelle des grandes formes du plateau, on notera les alignements de dolines et les vallons guidés par ces couloirs. Ils apparaissent

notamment sur les flancs des mégadolines évidées de leurs remplissages où ces couloirs se croisent au centre de ces dépressions. 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. Ces laminites impliquent des processus hydrosédimentaires dynamiques et une interconnexion entre une zone de recharge et une zone de restitution. Ces derniers sont susceptibles de connaître des phases de réactivation hydrodynamiques récurrentes. Enfin, certains d'entre eux présentent des minéralisations hypogènes qui indiquent que ces structures verticales se prolongent à grande profondeur.

6.3.1.9 Formes et formations liées à la zone de restitution des eaux : reculées karstiques, travertins

Une reculée se met en place par sapement d'un escarpement sous l'influence d'une venue d'eau karstique. Il s'agit d'une dynamique d'érosion régressive et basale. Le processus se propage jusqu'à ce que la zone d'émergence se fixe, généralement sur un accident qui porte l'imperméable à l'affleurement et permet le fonctionnement d'une source de débordement ou de karst barré. Les reculées sont localisées dans les vallées périphériques ou sur des contacts imperméables situés au-dessus du niveau de base où elles se calent sur des axes anticlinaux pour les plus vastes, sur des failles ou sur des zones d'altération importantes.

Il n'y a pas de reculées karstiques de taille significative sur le Causse Noir. Mais, les reculées karstiques sont étroitement liées à ces processus de débourrage d'altérites des systèmes fantômisés par une vague d'érosion régressive qui se propage dans le réseau de couloirs fantômisés. Leur dynamique de mise en place est contrôlée par le même moteur, l'incision des vallées. Elles se mettent en place à la suite d'une phase d'incision, lorsque le niveau de base est stabilisé en position basse, plus particulièrement lorsqu'il y a une aggradation ou une remontée de ce niveau de base. Les reculées et les réseaux de décolmatage de couloirs d'altération présentent souvent un édifice de travertin à leur source.

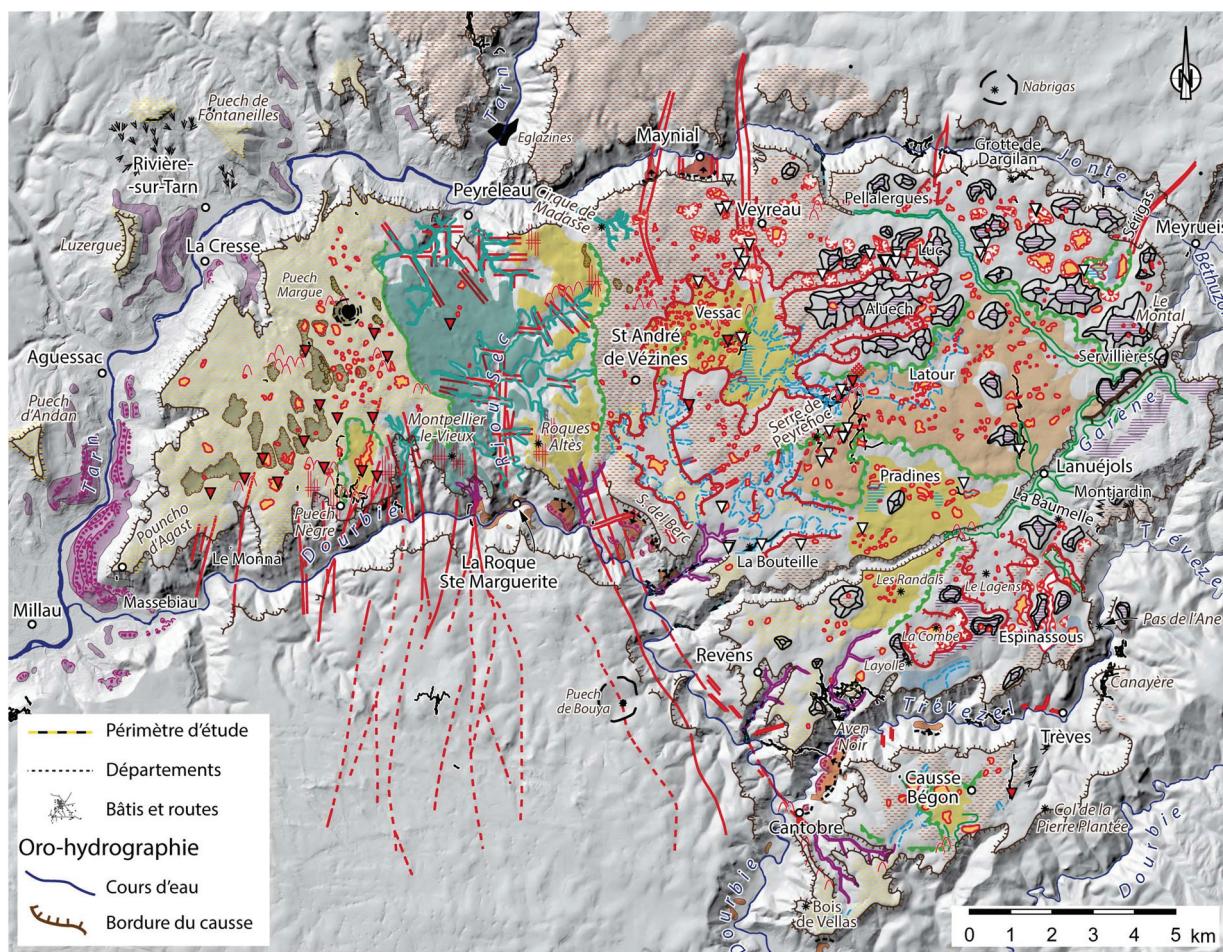
6.3.1.10 Formes et formations gravitaires liées à l'incision des canyons et aux venues d'eau karstiques

Les glissements de masse et les écroulements ont été retenus dans la mesure où ils affectent les assises karstiques ou jouent un rôle dans l'évolution ou le fonctionnement des infiltrations ou des venues d'eau par la mise en place de masses glissées par des processus de solifluxion, sur les marnes du toarcien par exemple, ou d'écoulement assistés par l'activité périglaciaire, dans l'axe de drainage constitué par certains couloirs de brèches.

Dans le cas des brèches d'écoulement, on note qu'une partie, voire la totalité du mouvement de masse correspond à l'arrachement d'une zone d'altération dans le versant. Il apparaît que ces mouvements de masse s'arrêtent sensiblement à des altitudes assez régulières correspondant en première analyse à la position du talweg et ou des écoulement de sape déclencheurs.

6.3.1.11 Formes et formations volcaniques

La seule forme volcanique du Causse Noir correspond au maar du Puech Magre. Cet édifice phréatomagmatique a explosé dans un karst saturé. Il est associé à des galets épars d'origine fluviatile ce qui peut indiquer la proximité du niveau de base à la même époque. Ayant explosé dans les dolomies du Bathonien, la présence d'une nappe perchée ou d'un aquifère poreux perché peut aussi expliquer une explosion de ce type. Les dépôts retombés dans le secteur alentour ont formé une couverture argileuse qui semble avoir un rôle imperméabilisant.



Surfaces et replats sommitaux

- Buttes karstiques
- Surface 1000 m et plus
- Surface dégradée 880 - 900 m
- Surface dégradée 800 - 850 m

Planchers de paléo-poljés

- Plancher du paléo-poljé de la Tour à 950 m
- Planchers de paléo-poljés de la surface à 850 m : Paléo-poljés de Pradines, de Vessac, du Causse Bégon - dépression d'Espinassous & poljé du faisceau de Peyreleau-Laroque-St-Maguerite (niveau de Roques Altès)
- Plancher à 750 - 800 m NGF : Fluvio-poljé du faisceau de Peyreleau-Laroque-St-Maguerite (niveau de Montpellier-le-Vieux)
- Petits paléo-poljés : Sérigas, Espinassous, Layolle

Lapiaz et fracturations karstifiées

- Lapiaz sur fracturation
- Rundkarren

Formes torrentielles

- Badlands
- Vallons inondés
- Ravinement torrentiel
- Cônes de déjection perturbées

Formes en creux

- Canaules
- Mégadolines
- Dolines sommitales (Paléokarsts)
- Dolines indifférenciées
- Vallons fluviokarstiques de la surface 950 m
- Vallons fluviokarstiques endoréiques
- Vallons allogènes à amont cristallin
- Vallons imprimés dans le substratum calcaire et dolomique, guidés par les couloirs d'altération
- Ravins de raccordement aux canyons

Cavités

- Grottes
- Avens
- Soutirages actifs et avens ouvert en 1980
- Réseaux

Formes gravitaires

- Niches d'arrachement
- Loupes de glissement

Formes volcaniques

- Maar de Puech Margue
- Autres édifices volcaniques

Figure 60 : Carte de synthèse des formes karstiques du Causse Noir.

6.3.2 **Grands traits de la mise en place des formes karstiques et des formations superficielles**

Nous ne reviendrons pas ici sur les formes et formations ubiquistes comme les mégalapiés ou l'incision des canyons qui ont fait l'objet d'une présentation détaillée dans le chapitre 3. Nous nous concentrerons sur les formes et formations dont la mise en place joue un rôle spécifique dans l'évolution du Causse Noir que ce soit d'un point de vue de l'histoire géologique et géomorphologique, ou bien, que ce soit d'un point de vue de la structuration hydrogéologique du massif.

6.3.2.1 L'époque des karsts à buttes

Les lambeaux de la surface sommitale S2 forment des collines et des dépressions que l'on a définies comme un karst à buttes et à mégadolines. Ces mégadolines d'origine crypto-karstique existaient avant la troncature formée par la surface d'aplanissement sommitale S2. Ce n'est qu'avec son démantèlement par abaissement du niveau de base que les crypto-dolines ont commencé à être évidées par soutirage et potentiellement en partie par des ruissellements drainés en surface par des vallons installés sur les couvertures peu perméables ; ces vallons étant à peine incisés. Cette dynamique assistée par l'activité karstique a pu débuter dès l'emboîtement de la surface S3 en contrebas, mais l'essentiel de cette dénudation un peu particulière s'est sans aucun doute produit sous l'effet du rabattement du niveau de base à l'issue de l'incision des canyons. L'activité encore actuelle des soutirages dans ces mégadolines en atteste. Ce paysage de buttes karstiques et de grandes dolines est donc issu d'une longue période d'altération sous couverture crétacée durant l'élaboration de la Surface Fondamentale des Causses à l'origine de la formation d'un karst polygonal, puis de la troncature de ces structures crypto-karstiques par une ou plusieurs surfaces de substitution et enfin de leur exhumation par soutirage.

6.3.2.2 Les plaines karstiques et les fluviopoljés

Les processus d'aplanissement des surfaces de substitution S2 et S3, dont on a explicité l'enchaînement et l'antériorité à l'incision des canyons, sont associés à des épandages ou plus exactement à des processus de redistribution de couvertures d'insoluble. Ces couvertures sont tout d'abord allochtones, avec les dépôts du Crétacé supérieur, puis paraautochtones avec la redistribution des argiles à chailles sur de grands versants alimentant les dépressions au pied des reliefs formés lors de la compression pyrénéenne. Avec la poursuite des mouvements verticaux, ces surfaces d'aplanissements s'emboîtent les unes dans les autres par dissolution basale et migration latérale d'une bordure de corrosion à la périphérie de la dépression. Certaines de ces paléo-surfaces présentent des extensions qui dépassent les limites des causses actuels.

Sur les Causse Noir, on note en particulier l'extension de la surface à S3 sur les trois plateaux qui dominent la confluence du Tarn et de la Jonte. La surface S4 occupe de fait la même position, mais elle se prolonge aussi sur le Larzac à l'endroit de la confluence de la Dourbie avec le Tarn. Dans les deux cas, les canyons sont incisés en coup de sabre dans leur plancher. Ces deux paléo-surfaces ont donc connu, au moins momentanément un fonctionnement de plaine karstique dans laquelle des cours d'eau venaient se jeter à l'initiation du réseau hydrographique. Ces deux niveaux présentent néanmoins une grande différence : la surface S3 supporte une couverture allochtone et paraautochtone de sables argileux mêlés d'argiles à chailles, alors que la surface S4 est associée à son altérite autochtone de grésou, même si des indices de sidérolithique se retrouvent en de nombreux endroits. Cela signifie que les transits d'argiles à chailles n'étaient plus opérationnels lors de la regradation de plaine karstique S4.

Le niveaux emboîtés en contrebas à 800 et 750 m sont quant à eux caractérisés par des traceurs alluviaux cévenols qui indiquent clairement un fonctionnement fluviokarstique faisant suite à l'impression embryonnaire des gouttières fluviatiles dans lesquelles vont s'inciser les canyons alors en devenir. Il semblerait donc qu'avant ce fonctionnement fluviokarstique des niveaux 750-800 m, le transit sédimentaire d'alluvions cévenoles n'était pas aussi nettement établi.

6.3.2.3 Les poljés de contact

L'évolution des poljés de contact a débuté alors que les Cévennes étaient encore affublées de leur couverture sédimentaire. Le drainage se faisait déjà en direction du centre du bassin, mais surtout depuis les points hauts portés en reliefs par les plissements pyrénéens. Dans les axes anticlinaux et le long des accidents compressifs, les calcaires siliceux émergeant des couvertures du Crétacé et portés à l'affleurement, ils sont puissamment altérés par fantômisation et livrent une abondante couverture d'argiles à chailles, vite redistribuée vers les points bas de la topographie. Ainsi, à l'emplacement de l'actuel contact entre le Causse Noir et du socle s'étendait un vaste poljé de forme dissymétrique caractérisé par un long versant couvert d'argiles à chailles venait butter en aval contre une bordure rocheuse qui sapait la base des buttes karstiques du Serre de la pinède et du Puech Canis. A ce stade le paléo-poljé de Latour (S3 950 m) devait occuper une large extension à cheval sur la bordure actuelle avec le socle cévenol, avec des poljés voisins sur le Causse Bégon au sud et sur le Causse Méjean au nord. Systématiquement associées à ce type de morphologies, les argiles à chailles qui transitent vers ce type de poljé jouent visiblement un rôle majeur dans leur genèse, leur fonctionnement et leur maintien. Comme on l'a déjà vu, la proximité du niveau de base et la corrosion latérale à la périphérie des dépressions tend progressivement au développement d'aplanissements, par le biais de bordures de corrosion.

Une première bordure de corrosion s'est donc établie le long de la limite nord du poljé de Latour, depuis le Serre de Peyrefioc jusqu'au Montal, en passant par le secteur du Luc. Située au contact avec les marnes du Callovien elle a bénéficié du mélange entre les chailles allochtones qui provenaient des reliefs pourvoyeurs et d'une matrice autochtone imperméable abondante. Ensuite, avec la dénudation du massif cévenol, les premiers apports cristallins ont remplacé le transit de chailles. La dynamique de transport a fortement changé pour devenir franchement fluviatile. A ce stade, le poljé est le réceptacle des apports cristallins qui se déposent en position de piémont. Les eaux se perdent ensuite dans cette dépression aveugle sous le contrôle d'un niveau de base rabaisé. La suite de cette évolution est l'emboîtement du niveau de plancher de Pradines plus d'une cinquantaine de mètres plus bas. Là aussi, la couverture d'argile à chailles reste abondante, mais de moins en moins dominante au regard des apports cristallins caractérisés par la présence de granites, ce qui indique une extension du bassin versant jusque sur les hauteurs du Mont Aigoual. La bordure de corrosion du poljé de Pradines s'est développée à la faveur des affleurements des bancs de calcaires à stipites propices aux réactions acides. Elle constituait une zone d'infiltration massive des eaux de surface collectées dans un immense bassin versant qui s'étendait à plusieurs kilomètres de distance sur le socle cristallin.

Entre le niveau de plancher de Pradines et celui de Latour, un niveau intermédiaire est matérialisé par le replat de Cardoulière, où la couverture a en grande partie disparu. On y retrouve des chailles éparses ou concentrées dans des dolines très creuses ou piégées dans des structures de soutirage. Ce replat est séparé d'un niveau supérieur, couvert par les marnes et les argiles à chailles du Callovien, par une petite bordure de corrosion. Ce replat porte à trois le nombre de stades d'emboîtement de ce paléo-poljé de contact. On constate ainsi une réduction progressive de la taille du poljé qui est due à la fois au développement du soutirage karstique contrôlé par l'abaissement du niveau de base qui neutralise peu à peu ces formes, mais aussi au développement des percées hydrographiques et des vallées périphériques qui par le jeu de captures successives, tronquent progressivement l'amont cristallin.

Ce poljé est donc largement tronqué de toute sa partie amont versant, d'abord le niveau à 950 m de Latour par la perte du bassin versant du vallon de Servillières-Péllalergues, puis le niveau à 850 m de Pradines avec l'incision du canyon de la Garène. Malgré ces incisions, ces paléo-planchers conservent localement un fonctionnement, notamment le poljé de Pradines aux lieux-dits révélateurs du Fangas et des Agals.

6.3.2.4 Mise en place des vallons fluviokarstiques sur les couvertures de la surface S3

Un réseau de larges vallons fluviokarstiques s'organise entre les reliefs de la surface sommitale S2 et serpente en s'imprimant dans la surface S3 pour déboucher dans les poljés en contrebas.

L'ensemble est constitué de deux bassins versants qui convergent vers la partie centrale du plateau. Le réseau nord est bien hiérarchisé et le réseau sud est plus dégradé. Cette conservation différentielle s'explique par l'extension de poljés de la surface S4 et de leur évolution ultérieure par approfondissement en dépressions endoréiques. En amont, leurs bassins versants semblent s'étendre au-delà des limites du causse, sur le Causse Méjean vers le nord, au-delà de l'entaille du canyon du Trévezel vers sud.

Ces vallons sont ainsi antérieurs à l'incision des canyons, mais aussi à la mise en place des poljés correspondant à la surface S4 à 850 m (Pradines, Vessac, niveau de replat de la Bouteille). Ils se sont installés sur les couvertures de la surface S3 et pourraient même avoir préexisté à sa mise en place et avoir participé au démantèlement de la surface sommitale S2. On peut les considérer comme des formes « fossiles », seulement réactivées en conditions exceptionnelles de crues catastrophiques ou de gel prolongé des sols.

Lorsqu'ils ne sont pas directement démantelés par l'extension des paléo-poljés, arrivés au stade ultime de leur évolution et soumis à l'abaissement du niveau de base, ces paléo-vallons finissent par s'imprimer dans le substratum, recoupent des structures de drainage assurant l'infiltration verticale vers l'endokarst qui se manifeste par :

- L'incision de nouveaux vallons fluviokarstiques guidés par les couloirs d'altération connecté en profondeurs aux drains karstiques ;
- L'occurrence et la répétition de processus de soutirages massifs.

6.3.2.5 Les percées hydrographiques du Causse Noir

Le Causse Noir présente la particularité d'être toujours en connexion topographique partielle avec les reliefs cévenols.

Moins affecté que les autres causses par la déconnexion des amonts versants cristallins que l'on observe sur le Causse Méjean ou sur le Causse de Blandas, il conserve l'organisation initiale de son drainage de surface (temporaire) en direction de la Jonte et de la Dourbie avec les percées hydrographiques de Servillières-Pellalergues et de la Garène, ainsi que de leur cortège alluvial typique cévenol.

Les alluvions du secteur de Servillières, présentent tout le cortège du Paléozoïque associé à des chailles altérées et des grès à ciment calcaire ou ferrugineux. On retrouve ce cortège vers 1000 m d'altitude sur le petit col qui sépare le vallon de celui de la Garène qui coule ici une vingtaine de mètres en contrebas.

On observe donc que le vallon de Servillières, sans doute en raison de la diminution de son impluvium cristallin déjà bien entamée, a subi dans un premier temps une capture par celui de la Garène. Cette dernière possède encore un petit bassin versant qui s'étend dans les micaschistes. La présence de galets de granite à dents de cheval dans le poljé de Pradines, indique une extension notable du bassin versant de la Garène jusque sur les contreforts du Mont Aigoual, c'est-à-dire antérieurement au creusement de la vallée du Béthuzon qui y prend sa source et qui coupe la tête de vallon de la Garène et par là la source de ses apports en eaux et en sédiments granitiques.

Actuellement ces vallons fluviokarstiques allochtones, tels qu'on les a précédemment définis, voient leur fonctionnement hydrologique de surface fortement désorganisé par l'activité de nombreuses pertes. Le gabarit de ces vallons, notamment la partie aval en canyon de la Garène, ne correspondent pas du tout aux écoulements actuels. Il faut des conditions exceptionnelles comme lors des intempéries catastrophiques de septembre 1980, pour voir ces vallons parcourus par des débits à la mesure de l'ampleur de leurs talwegs. Ceci est dû à l'activité des pertes en question, mais surtout au fait que ces vallons ont perdu leur bassin versant amont cristallin.

Ainsi, le creusement de la petite vallée périphérique du Valat de la Vignade, affluent du Béthuzon, dans la dépression liasique de Meyrueis, a coupé le vallon de Servillières de son bassin versant amont initial. Le ravin du Ronc Traucat,

affluent du Trévezel, en a fait de même pour le vallon de la Garène, notamment contrebas de la Baumelle au sud de Montjardin.

De cette dynamique régressive résulte une nouvelle physiographie du réseau hydrographique.

6.3.2.6 Couloirs d'altération et connexion avec les filons du massif cévenol

L'exemple de la grotte de la Boissière, près de Camprieu (com. orale D. André), est parcourue par des écoulements conséquents correspondant à des alimentations occultent du réservoir karstique par des fluides issus du socle au niveau de fractures, de filons drainants et de couloirs minéralisés. On peut observer dans cette cavité, longue de 850 m, le filon de Villemagne qui est recoupé par deux galeries horizontales parallèles et par une en cheminée haute de 25 m. Le courant d'air attestant de développement de vides connectés dans le massif cristallin est très fort. Ces vides connectés sont générés à la faveur de ce filon minéralisé en fer, cuivre, manganèse, barytine, essentiellement des sulfures. Des éléments séparés des amas minéralisés sont transportés, ainsi que des galets de schistes et de plus rares boules de granite. Ces sédiments impliquent des courants tractifs significatifs alimentés par des venues d'eau qui déchargent l'aquifère fracturé dans les granites.

Cet aquifère superficiel correspond à la zone de fracturation thermique du front d'altération latéritique qui affecte les granites de l'Aigoual sous la surface infra-triasique (Wynns, 2015). Ces eaux circulent ensuite dans les filons minéralisés où elles acquièrent une très forte agressivité qui permet des processus d'hydrolyse des minéraux calco-alcalins et des micaschistes de la zone de métamorphisme, notamment le long des filons de quartz qui traversent le massif des granites jusqu'à dans les termes carbonatés du Lias et du Dogger.

Ces venues d'eau traversant le socle à la faveur de fractures et de filons et alimentées par les zones de fracturation altéritique des granites génèrent ainsi une karstification hypogène qui se traduit :

- Par une fantômatisation par diffusion de tout le maillage de fracturation dans l'Hettangien dolomitique et dans le Bajo-Bathonien de la bordure du bassin des Grands Causse ;
- Par une spéléogenèse sulfurique accélérée dès qu'une perméabilité en grand apparaît et que de fluides peuvent circuler dans des vides interconnectés : des conduits, mais surtout des masses de brèches.

Les cavités qui résultent de ces processus sont organisées en réseaux labyrinthiques correspondant au décolmatage des zones fantômatées, comme l'illustre le réseau de Bramabiau et surtout par des indices d'altération par diffusion comme des zones de roche meuble correspondant à l'altérite en place et des anneaux de Liesegang observés dans de nombreuses cavités proches des contacts avec le socle : comme dans le réseau de Malaval en Lozère.

Ce modèle de spéléogenèse hypogène sur couloirs d'altération a été évoqué pour expliquer les débits de la source du Pêcher à Florac (Camus, 2018, in Husson et al., 2018) en l'absence de possibilité d'alimentation à partir de la surface du Causse Méjean.

L'organisation du drainage initial de ce système en direction de cette source pourrait trouver son origine par initiation de paléo-pertes dans les bassins versants amont de la Jonte (Gatuzières) et du Tarnon (ruisseau du Frayssinet). 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).

Néanmoins, l'organisation de ce chemin de drainage héritée n'explique pas les débits actuels de la source et le fonctionnement actuel de telles pertes n'est pas observé. Cela reste encore un sujet à aborder, mais il semble que ces structures de brèches se calquent sur certains accidents du socle, notamment des structures filonniennes 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.

Les circulations hypogènes auraient ainsi créé l'interconnexion des couloirs d'altération au sein du réservoir, les pertes d'eau de surface auraient par la suite procédé au décolmatage des fantômes de roche et à la propagation des processus

sulfurique dans le réservoir carbonaté. Ce système est donc alimenté par un aquifère profond dont la zone de recharge se situerait dans les micaschistes et les grès triasiques des hauts bassins de la Jonte et du Tarnon. Sa zone de restitution des eaux est quant à elle matérialisée par un corps de brèches effondré sur lui-même et organisé en couloir, ainsi que par un édifice de travertin qui traduit le caractère tamponné des modules de débit de cette source.

La même configuration peut se répéter sur tout le contact entre les Cévennes et les causses, comme c'est le cas du Lias du secteur de Montjardin jusqu'à Camprieu, alimenté par le filon de Villemagne.

7. INTEGRATION DES DONNEES ET IMPLICATIONS SUR LES CIRCULATIONS SOUTERRAINES

L'analyse de la répartition des formations superficielles et des formes karstiques du plateau, ainsi que la prise en compte des grandes phases de leur mise en place revient à établir une définition spatiale des états de surface du plateau en termes de conservation ou d'érosion des couvertures et d'affleurement du substratum. Ces états de surface contraignent les infiltrations et l'alimentation des systèmes karstiques actuels reconnus par traçage et caractérisés par différents types de réseaux karstiques.

Ce chapitre vise à présenter les données issues du diagnostic karstologique, cartographie des formes karstiques et des formations superficielles, données spéléologiques disponibles, données de traçage, pour les intégrer et proposer une analyse morphodynamique de la structuration karstique du réservoir, si possible entre les zones de recharge et les zones de restitution des eaux à l'échelles des systèmes karstiques identifié sur le Causse Noir.

7.1 LE CONTROLE DES INFILTRATIONS

7.1.1 Typologie des pertes et des processus d'absorption

Les pertes sont généralement situées dans des points bas et elles sont le plus souvent associées aux talwegs des cours d'eau, des canyons et des ravins. Nous nous reviendrons plus tard sur ces types de pertes « classique » pour nous intéresser ici aux pertes et points d'absorption situés à la surface du plateau.

Sur les causses, l'absence de couverture ne permet pas la concentration des eaux superficielles. Celles-ci s'infiltrent de manière diffuse à travers les multiples fissures de l'épikarst. Leur impact sur la morphogenèse karstique est quasi-nul permettant la conservation des très vieilles formes : c'est ce que l'on appelle l'immunité karstique.

Pourtant, des secteurs entiers permettent les ruissellements et la concentration des eaux de surface. Ainsi, les résidus de la couverture crétacée, les argiles à chailles ou les formations fluviatiles allochtones constituent autant de formations capables de concentrer les eaux en surface.

Plusieurs types de pertes ont été définis en fonction du contexte lithologique, des formations superficielles concernées et des données morphologiques :

- Dans Les secteurs dolomitiques sont généralement assez riches en cavités et en pertes. Lors du développement des surfaces successives, la profonde altération des dolomies les a rendues d'autant plus sensibles au soutirage karstique que le gradient hydraulique est marqué. Les pertes localisées dans les secteurs où le grésou dolomitique constitue l'essentiel des formations superficielles ont un bassin-versant réduit. Elles sont rarement fonctionnelles du fait de la porosité du sable dolomitique qui ne favorise pas la concentration des eaux de surface. Toutefois, lors d'événements pluvieux exceptionnels, le colmatage sablo-argileux provoque un ennoiement de l'épikarst et l'apparition de lacs. Ils sont drainés par des pertes qui peuvent fonctionner pendant plusieurs semaines. Un exemple de ce type de fonctionnement est fourni par le secteur d'entrée de l'Aven du Valat Nègre, qui fonctionne en perte et s'ennioie par mise en charge de la partie supérieure du réseau. Dans ce cas, l'inondation

s'explique par l'incapacité des fissures colmatées de grésou d'absorber les infiltrations préalablement concentrées en surface.

- Les argiles à chailles sont associées à des formes plus amples. Leur forte teneur en argile permet l'étanchéification de la partie supérieure du karst et donc favorise la concentration des écoulements. Les pertes se situent en bordure de la couverture d'argiles à chailles, le long de la bordure de corrosion. Ce sont donc des secteurs où le soutirage est très actif. Plusieurs pertes de ce type se situent le long de la bordure de corrosion du paléo-poljé de Latour et du paleo-poljé de Pradines. Leurs bordures participent directement à l'alimentation des actifs du réseau de l'Aven du Sotch de la Tride, notamment les pertes de la bordure du poljé de Pradines qui sont drainées par le petit actif du réseau à -130 m. Notons que les plancher de ces deux paléo-poljé présentent des zones suffisamment imperméables pour s'inonder ou accueillir des ruissellements de surface drainés en direction de perte comme la perte de Catalo, ou en direction de dolines de limite de couverture comme le secteur de marnes du Callovien mise en culture au sud de Latour.
- L'altération latéritique des dépôts crétacés et leur forte teneur en argile rouges favorisent également la concentration des eaux en surface. Des pertes peuvent donc être temporairement fonctionnelles en bordure des dépressions et des vallons fluviokarstiques. Leur bassin est cependant relativement réduit. Ces formations concernent essentiellement les dépressions du karst polygonal exhumé et les paléo-vallons qui circulent entre ces reliefs en direction de la surface S3 à 950 m. Ces zones d'argiles rouges sont notamment bien représentées dans les dolines et les paléokarsts sommitaux qui peuvent présenter des extensions de plusieurs centaines de mètres, mais, les impluviums concernés restent modestes.
- Des pertes jalonnent les vallons fluviokarstiques allochtones de Servillières-Pellalergues et de la Garène. Les traçages par coloration montrent leur relation directe avec l'endokarst et les alluvions cévenoles retrouvées dans l'Aven de Dargilan et dans la résurgence des Sourbettes démontrent que des transits sédimentaires importants peuvent s'établir entre la surface du plateau et les sources en passant par les réseaux karstiques parcourus par de véritables rivières à débits conséquents, actuels ou passés. Par exemple, la grotte de Trèves dans le canyon du Trévezel renferme des alluvions de gros galets qui peuvent atteindre plusieurs décimètres de grand axe ; il ne s'agit pas de bourrage extérieur mais plus probablement d'une boucle entre des pertes d'autocapture lorsque le Trévezel passait à cette cote. Néanmoins ces observations doivent être prise avec circonspection car l'exemple de l'Aven Noir montre que les alluvions piégées pouvant parcourir plusieurs kilomètres de trajets souterrains ne proviennent pas du plateau, mais circulent dans des boucles de recouplement souterrains en méandre (*cf. infra*).
- On note aussi que le seul édifice volcanique du Causse Noir, le maar du Puech Margue, est littéralement entouré de points d'absorption qui constituent autant de pertes potentielles. Ici le grésou est moins abondant que sur le reste du plateau dans ce secteur, voir quasiment absent par endroit. On observe alors une argile sombre qui repose directement sur les lapiaz dolomitiques dénudés. La seule information notable concernant l'infiltration dans ce secteur est que les traçages par coloration réalisés à proximité ne sont jamais réapparus aux sources surveillées.

Enfin, il faut préciser que d'autres pertes existent aussi en dehors de ces contextes précis. Toute doline dont le fond est un tant soit peu imperméabilisé est capable d'alimenter, au moins temporairement, une perte karstique. En réalité, il existe un grand nombre de pertes que les activités agricoles et les pratiques caussenardes se sont évertuées à colmater plus ou moins efficacement.

7.1.2 Retrait de front de couverture et front de karstification

La concentration de pertes ainsi que la fréquence d'apparition de points soutirages traduit une certaine dynamique karstique. Elle matérialise l'organisation de plus en plus efficace des circulations karstiques et l'extension des surfaces drainées.

Ces zones de propagation de phénomènes d'absorption correspondent à la notion de « front de karstification » (Jaillet, 1999). Par vagues sporadiques, les extrémités des réseaux de conduits et de fissures sont sollicitées par le fonctionnement hydrodynamique des collecteurs karstiques jusqu'à la zone de sub-surface. Le déploiement de ce front de karstification se manifeste en surface par l'apparition récurrente de soutirages généralement répartis à la frange des zones de couverture. Cette bande où la couverture s'amincit est alimentée par des circulations concentrées en surface qui s'accompagnent de ruissements érosifs, et dès que la couverture devient suffisamment fine, les soutirages apparaissent. Lorsque, les soutirages s'ouvrent brusquement en donnant accès directement au réseau souterrain, des masses importantes de sédiments sont évacuées par l'endokarst. Renforcé par ces infiltrations concentrées, l'épikarst est drainé par des courants tractifs, la zone est dénudée sur une certaine distance et le front de karstification peut se déplacer à nouveau un peu plus loin sous la zone de recouvrement plus épaisse en faisant reculer la limite de couverture : c'est la dynamique de retrait de front de couverture.

Ainsi, les secteurs qui avaient pu conserver des fonctionnements reliques comme la formation de lacs à l'occasion de fortes précipitations, grâce notamment aux couvertures d'argiles à chailles, enregistrent un nombre croissant de soutirages.

Les modalités de ces fonctionnements sont parfois conservées malgré la disparition des couvertures en surface. Les circulations dans les épikarsts sous couverture (cryptokarstique) conservent ainsi leur mode de fonctionnement longtemps après que cette couverture ait disparu. C'est le cas des structures de soutirages piégeant des argiles à chailles dans le secteur des bordures de corrosion du paléo-poljé de Latour et sur le replat de Cardoulière. De même, dans les dépressions du karst polygonal exhumées de leur remplissage, les zones de perte héritées perdurent légèrement au-dessus du niveau du fond des mégadolines, voire franchement dans le versant. C'est les cas d'une perte située à la base du versant sud de la dépression des Conques à l'est du Luc et c'est aussi le cas de la perte du Valat del Potz qui draine le petit poljé de Sérigas, elle aussi située dans un talweg au-dessus du fond de la dépression. A l'issue des intempéries de septembre 1980, plusieurs dizaines de soutirages et d'ouvertures brutales de cavité se sont produites dans ces secteurs (Figure 57). Une partie d'entre eux correspondent à des phénomènes récurrents qui se sont reproduits à plusieurs reprises au cours du temps. Cet effet mémoire se matérialise par le piégeage de plusieurs types de formations superficielles dans les entonnoirs de soutirage. On peut ainsi observer dans plusieurs soutirages récents du secteur de Cardoulière (Figure 34) une première structure de soutirage entraînant du grésou remanié, surmonté d'une deuxième structure en entonnoir constituée d'argiles à chailles, dans laquelle s'emboîte une troisième structure de cailloutis gélifractés elle-même surmontée d'un bouchon de terre végétale ou à nouveau de grésou qui montre des signes d'instabilité. La même observation se répète à des dizaines d'exemplaires, y compris dans le cas d'entrée d'aven important telle que l'entrée de l'Aven des Lavandes dont l'exemple démontre le rôle direct joué par les réseaux souterrains dans le fonctionnement de ces désordres de surface, rôle évident lorsqu'il s'agit de cavités qui fonctionnent ou qui ont fonctionné en perte.

7.1.3 Paléo-pertes réactivées et zones inondables

A la surface du causse, les pertes karstiques se mettent classiquement en place dans des secteurs topographiquement en creux, capable de collecter un certain bassin versant. L'existence de formations peu ou pas perméables en amont contribue largement à l'apparition de pertes karstiques.

Comme on vient de le voir pour l'apparition et le fonctionnement répété des structures de soutirage, des pertes et des points d'absorption oblitérés peuvent continuer à fonctionner longtemps après l'érosion des couvertures et la dénudation du substratum. Il suffit pour cela que les fissures colmatées continuent à imperméabiliser des impluviums nécessaires et que les fissures ouvertes continuent à drainer les infiltrations selon le schéma de concentration des eaux initial imposé en présence des couvertures aujourd'hui disparue.

Cet effet « mémoire » des structures d'absorption permet leur réactivation dès que les conditions hydrologiques le permettent, même pour des phénomènes karstiques qui ne sont plus dans leur position initiale de fonctionnement. On peut citer à cet égard la réactivation des paléo-pertes de Vessac, du Borie de Gras ou de Catalo qui ne fonctionnent qu'en conditions d'inondations exceptionnelles. Ces phénomènes sont néanmoins localisés en périphérie ou en aval drainage de zones de fonctionnement reliques de lacs temporaires favorisées par de fortes épaisseurs d'argiles à chailles ou de formations peu perméables analogues bien connus sur les Grands Causses.

La même observation s'applique au fond des paléo-vallons fluviokarstiques. En cas d'intempéries, des écoulements torrentiels se produisent dans certains vallons encore dotés d'un impluvium suffisant. Pourtant, les points de pertes et les phénomènes de soutirage brutaux se produisent à quelques distances, légèrement en contre haut des talwegs inondés. On note en particulier la présence d'une perte temporaire (indice 8-80 de la carte géologique) dans le versant de rive gauche du Riou Sec située plusieurs dizaines de mètres au-dessus du talweg, relique du temps où celui-ci passait à cette cote.

7.2 LE ROLE AMBIGÜE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles ont souvent été interprétées à tort comme des secteurs d'aléa karstique faible, tant du point de vue géotechnique qu'en termes de vulnérabilité. Afin d'éviter les zones d'affleurement calcaires ou dolomitique, les aménageurs ont considéré ces formations comme une protection pour les eaux souterraines, soit comme filtre, soit comme couche imperméable permettant de retenir les effluents pollués en surface. C'était sans compter sur leur extrême variabilité et, dans certains secteurs, leur grande fragilité, mais s'était surtout ignorer la réalité des dynamiques karstiques de sub-surface des karsts couverts.

Nous reprendrons ici les cinq grands types de formations superficielles répertoriés dans le secteur étudié :

- Le grésou dolomitique est extrêmement poreux. Il est également très sensible au soutirage. Lorsqu'il est encore en place en surface, il peut entretenir une petite nappe perchée temporaire qui se ressuyer lentement vers le front d'altération où elle est lentement drainée en profondeur par de petits conduits d'interface dans la roche saine. Ce front d'altération peut intercepter un des nombreux couloirs d'altération profonde remplis de grésou qui descendent directement jusqu'au niveau de base karstique. Ainsi, même s'il peut y avoir une forte épaisseur de grésou et une tendance à une infiltration tamponnée, ces secteurs peuvent être considérés comme très sensibles à toute pollution.
- La couverture d'argiles à chailles est une formation sensible. Elle offre l'aspect d'une couverture épaisse et étanche capable de maintenir une pollution en surface, de plus elle est souvent mise en culture. En fait, son imperméabilité permet la concentration préalable des eaux de surface et des polluants avant leur absorption massive et sans la moindre filtration par une série de pertes, notamment le long des bordures de corrosion.
- Les dépôts crétacés résiduels offrent localement une des meilleures protections quand leur épaisseur et leur consistance sableuse assurent une infiltration lente, et donc une pollution moindre des

infiltrations dans aquifères. Néanmoins, sur le Causse Noir ces dépôts sont concentrés au fond des mégadolines et des dépressions du karst polygonal, souvent associés à des argiles à chailles dans la partie nord du plateau ou à des argiles rouges de type sidérolithique au sud et dans le secteur de Veyreau à Saint-André-de-Vézines. De plus, dans les paléo-vallons fluviokarstiques de véritables ruisseaux se forment lors d'épisodes pluvieux exceptionnels et leur enfouissement massif dans des pertes élimine toute possibilité de filtration.

- Les dépôts fluviatiles allochtones remaniés ou même en position de piémont sur le contact avec le massif cévenol n'offrent pas une grande protection pour les eaux souterraines. Tout au plus, ils colmatent le fond des vallons fluviokarstiques et les dolines périphériques. Mais, ils n'entravent que très ponctuellement l'absorption des écoulements superficiels par le karst, voire ils peuvent comme mélangés à des argiles à chailles concentrer les ruissellements vers des pertes, voir des écoulements violents.
- Les dépôts volcaniques et les dépôts périglaciaires à la surface du plateau ne jouent qu'un rôle très local sur le Causse Noir en termes d'infiltration. Ils sont cités en raison de leur faciès facilement identifiable en tant qu'indicateurs de substitution de matériel soutiré ce qui permet d'identifier des points d'absorption dans des secteurs parfois anodins. On remarque ainsi dans plusieurs dépressions que des argiles d'origine volcanique aux alentours du maar du Puech Margue, ou plus fréquemment des accumulations de gélifractes remplacent le remplissage altératif ou sédimentaire initial soutiré en masse en fond de dépression.

Outre la constitution des formations superficielles et leur épaisseur, la notion de dynamique karstique introduit une variable de taille dans l'appréciation de leur rôle.

L'ensemble du secteur drainé par le système de Moulin de Corp est caractérisé par un fort gradient hydraulique entre la surface et le niveau de base jusqu'au zones les plus centrales du plateau comme l'attestent les grands réseaux karstiques explorés (§. 7.4) :

- L'Aven des Patates avec sa rivière souterraine drainée par un couloir karstique à -277 m (siphon à 570 m NGF) qui se développe sous la dépression inondable de Vessac ;
- Le réseau du Sotch de la Tride qui s'ouvre dans une *canaule* au pied de la bordure de corrosion du paléo-polé de Latour, avec un collecteur principal à -342 (554 m NGF) et un actif perché à -130 m (766 m NGF), soit 40 m sous la surface du paléo-polé de Pradines et sa zone de perte dans les calcaires à stipites ;
- Aven des Lavandes à -212 m réseau perte en bordure de la couverture fluviatile proche du contact du causse avec les Cévennes (720 m NGF = siphon à la même altitude que la Jonte à Meyrueis).

De fait, les formations superficielles perchées plus 200 à 300 mètres au-dessus du niveau des circulations principales, relayée dans la zone des 50 par des ruisseaux souterrains sont en position précaire. Il n'est pas étonnant de trouver dans ce bassin d'alimentation de très fortes concentrations de soutirages actifs.

De même, plus à l'ouest, les sites dolomitiques de Roques Altès, Montpellier-le-Vieux et de Caoussous illustrent la fragilité des couvertures de grésou au ruissellement et sans doute au soutirage dans de profondes fractures vidées de leur altérite (Aven des Millières, -50 m). Ces secteurs étendus correspondent l'extension de la zone de crypto-altération. Au-dessus du réseau de Puech Nègre (-400 m) avec un actif perché à -290 m (525 m NGF) et un collecteur principal à -400 m (415 m NGF), cela se traduit par de profondes *canaules* en surface, avec des fonctionnement sen pertes des entrées inondables des avens de Caoussou et du Valat Nègre susceptible de s'engorger, mais surtout une concentration très importante d'aven à grand développement verticaux rejoignant directement le niveau d'écoulement indiquant des structures de couloirs karstiques constitutives d'un réseau de décolmatage.

7.3 LES APPORTS DES ETATS DE SURFACE ET DES TRAÇAGES POUR LA CONNAISSANCE DES BASSINS D'ALIMENTATION ET DE LA RECHARGE

L'analyse de ces états de surface, c'est-à-dire l'analyse des secteurs de conservation ou d'érosion des couvertures et des formes karstiques corrélatives des circulations superficielles et de leur infiltration, permet de caractériser les connexions entre le plateau et l'endokarst.

Les conditions du contrôle de l'infiltration et la détermination du rôle des couvertures karstiques dont on vient de traiter, permettent de caractériser les états de surface des grands secteurs correspondant aux bassins d'alimentation du plateau (**Error! Reference source not found.**) :

- les zones où les indices de couvertures issues de l'altération des formations du Crétacé sont associés au démantèlement du karst polygonal par soutirage et par l'installation et le développement des paléo-vallons fluviokarstiques ;
- la frange du causse qui domine le canyon de la Jonte ;
- le compartiment entre les failles de Veyreau et de Montjardin et entre les faisceaux de Peyreleau-La Roque-Ste-marguerite et l'axe E-W du synclinal de la faille de Veyreau qui correspond au bassin d'alimentation du système karstique du Moulin de Corp ;
- la paléo-plaine karstique de la surface S3 à 950 m qui s'étend de part et d'autre des canyons à la confluence du Tarn et de la Jonte ;
- la paléo-plaine karstique surface S4 à 850 m qui s'étend de part et d'autre du canyon de la Dourbie qui correspond au bassin d'alimentation de la rive droite en aval de La Roque-Ste-Marguerite ;
- le compartiment sud de la faille de Montjardin correspondant aux bassins d'alimentation des systèmes karstiques de Laouchounière et des Gardies (Brudouille).

Les traçages montrent l'extension des bassins d'alimentation concernés et l'implication des différentes zones de recharge déterminées par l'analyse des états de surface. La carte des états de surface (**Error! Reference source not found.**) illustre ce propos et précise les secteurs de concentration des eaux et d'infiltration préférentielle et indique les traçages par coloration qui permettent de déterminer l'extension des systèmes karstiques du Causse Noir.

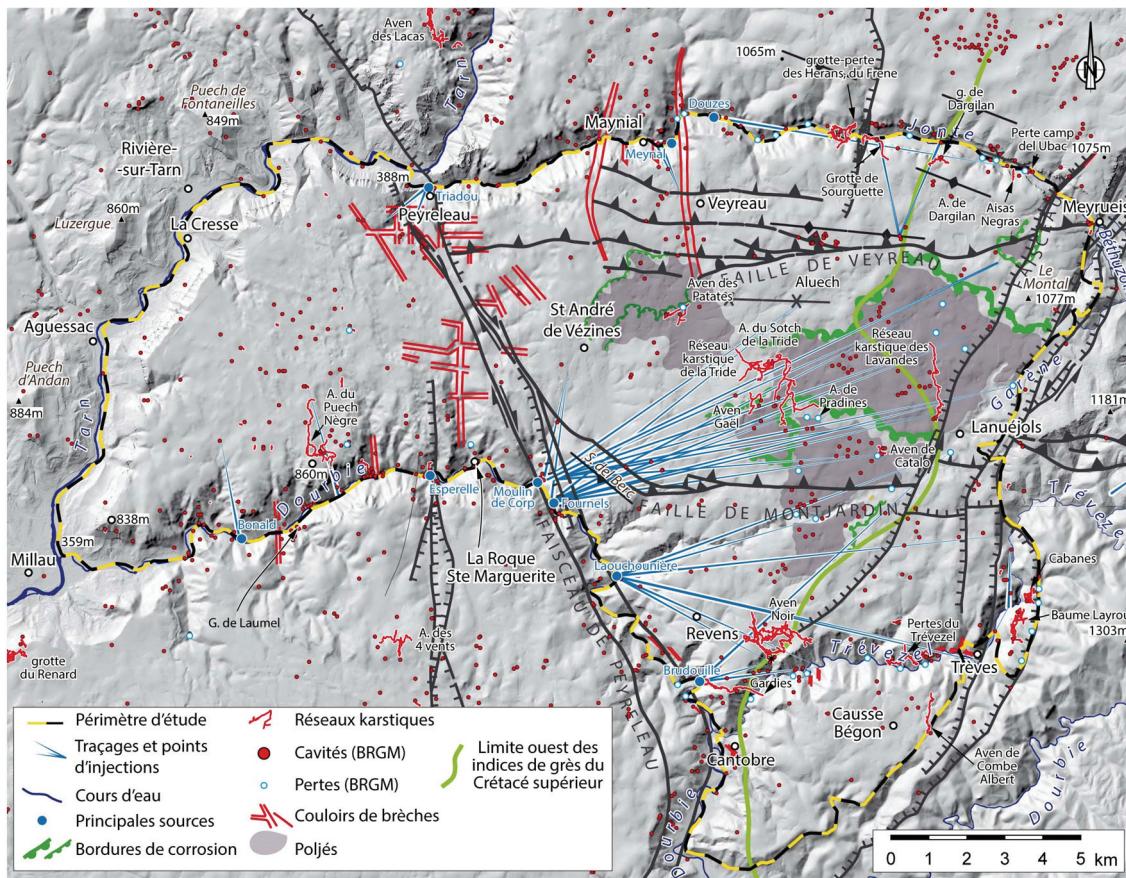


Figure 61 : Etats de surface des bassins d'alimentation, recharge et traçages

7.3.1.1 Zones d'indices d'extension de la couverture résiduelle de Crétacé supérieur

Les zones correspondant à l'extension des couvertures résiduelles issue de l'altération des formations du Crétacé sont peu documentées (**Error! Reference source not found.**). Un seul traçage au nord du plateau montre une relation avec la perte du Valat del Potz dans le poljé de Sérigas et la résurgence du Moulin de Corp. Cette perte constitue le point le plus en amont drainage reconnu jusqu'à présent dans ce système karstique et le dénivelé par rapport à la source est de l'ordre de 542 m ce qui en fait une des percées hydrogéologiques les plus longues du Causse Noir. On note que l'injection a été réalisée dans le caisson de jurassique supérieur situé juste au sud de la faille inverse de Veyreau. Comme vu précédemment, cette perte se situe en position latérale du petit poljé annulaire de Sérigas. Ce poljé est constitué par coalescence de plusieurs culots de mégadolines héritées du karst polygonal à remplissage sablo-argileux issu de l'altération de la couverture du Crétacé supérieur. La perte se situe à 957 m d'altitude, légèrement au-dessus du fond de la dépression inondable, dans l'axe du talweg du Valat del Potz (Poux d'Arboussel) dont le tracé rectiligne s'imprimant dans les calcaires du Kimméridgien correspond à un couloir d'altération.

Le cas des secteurs analogues qui s'étendent au sud de la faille de Montjardin, sera traité un peu plus tard.

7.3.1.2 Compartiment nord incisé par le canyon de la Jonte

Le système de la Jonte correspond à des pertes-résurgences le long du profil en long de la rivière. Ces systèmes perte-résurgence dans un canyon n'ont pas été étudiés en tant que tel dans le cadre de cette étude consacrée à la surface des plateaux.

Les relations avec le plateau sont reconnues par deux traçages au moment de la rédaction de ce rapport.

Le plus à l'est de ces traçages met en évidence une zone diffluente vers la source de Dargilan et l'émergence des Sourbettes. Le point d'injection est situé dans le vallon de Servillièr-Pellalergues près des zones inondables du Luc. Ce traçage confirme les transits de flux d'eau et de sédiments déjà suggérés par les alluvions retrouvées dans le réseau des Sourbettes, et dans plus grottes fossiles étagées dans le versant, comme dans le réseau de Dargilan. On note que les deux points de restitution du traceur sont situés dans un compartiment structural limité par deux couloirs de brèches soulignant le passage de deux failles sub-méridiennes indiquées sur la carte géologique du BRGM.

Le second montre une relation entre le secteur nord de Veyreau et la source de Maynial. Le point d'injection se trouve sur le passage d'une réplique de la faille inverse de Veyreau au nord de ce village au croisement avec un important couloir de brèche sub-méridien. La restitution des eaux se fait elle aussi dans le contexte d'un couloir de brèches associé à un vaste écroulement de masse.

Dans les deux cas, les points d'injection sont situés au nord de la faille inverse de Veyreau et les zones de restitution des eaux sont dans des contextes de couloirs de brèches d'altération. La surface du plateau est relativement bien couverte, d'ailleurs les cultures et l'extension des forêts tranchent ici par rapport aux paysages dénudés du Causse Méjean sur l'autre rive du canyon. Les impluviums sont modestes et malgré la présence notable de couverture d'argiles à chailles et de grésou dolomitique mêlé à des argiles rouges abondantes. Les infiltrations concentrées restent donc localisées dans les dépressions et les mégadolines démantelées proches du canyon. A la seule exception de l'axe du vallon de Servillières-Pellalergues qui constitue un système de concentration des eaux de surface important en cas d'intempéries. Ce fonctionnement relique et l'étagement des niveaux de grotte dans le canyon suggèrent une structuration progressive analogue tout au long du creusement de la vallée de la Jonte en respectant le schéma structural déjà évoqué par les études des pertes et des résurgences en fond de canyon (Vanara, 1997 et D. André inédit). Ce schéma déjà évoqué de façon plus générale par les auteurs (Delannoy 1978, Doria, 1986, Bérard, rapport BRGM), met en évidence des compartiments séparés par des accidents perpendiculaires à l'axe du canyon. Le jeu de ces blocs explique le comportement hydrologique de ce canyon temporaire et la position des sources et des pertes principales.

7.3.1.3 Zone centrale du plateau – Bassin d'alimentation de Moulin de Corp et de Fournels

La partie centrale du plateau correspond au vaste bassin d'alimentation (70 km^2) des sources de Moulin de Corp (415 m NGF) et des Fournels drainé entre les poljés de contact et le canyon de la Dourbie. Le site de Moulin de Corp, signalé par un important édifice de travertins, se caractérise par une entrée verticale supérieure qui s'ouvre à 438 m, un accès à la zone noyée par la source du Castor (433 m) et par une diffluence partagée avec la résurgence des Fournels.

Ce bassin d'alimentation s'étend sur toute la largeur du causse entre les faisceaux de Peyreleau-La Roque-St-Marguerite et de Meyrueis dans le compartiment situé entre les failles inverse de Veyreau et de Montjardin (Figure 58). La perte du Valat del Potz dont on vient de faire allusion, et la perte n°1 de la Garène constituent les points les plus éloignés reconnus par traçage permettant d'estimer l'extension du bassin d'alimentation de ce système jusqu'au contact avec le massif cévenol. La perte de la Garène amène une petite composante binaire qui, même si elle reste extrêmement modeste à l'échelle ce vaste système karstique dont le bassin d'alimentation est essentiellement endoréique, révèle une certaine sensibilité en termes de vulnérabilité de la ressource.

Les paléo-poljés de contact de Latour et de Pradines constituent une première zone de recharge à partir de nombreux points de perte disposés le long de leurs bordures de corrosion, sur des limites de retrait de la couverture de marnes du Callovien, ainsi qu'en limite de la couverture fluviatile allochtone (perte de Borie de Gras, Aven des Lavandes). Les écoulements rejoignent rapidement le niveau de transfert horizontal qui se situe vers 720 m NGF au nord du réseau de

l'Aven des Lavandes et vers 590 m NGF dans le réseau du Sotch de la Tride (données à la précision près des levés topographiques souterrains citées du rapport d'hydrogéologue agréé pour le projet de SIAEP du Causse Noir).

Toutes les infiltrations le long du vallon de Servillières-Pellalergues et dans les dépressions du karst polygonal hérité qui se situent dans le Jurassique supérieur au sud de la faille de Veyreau comme la dépression des Conques, ou qui sont traversées par cette faille ou une de ses répliques dans le Bathonien, devraient alimenter aussi ce système (Figure 57 et *Figure 60*).

En termes d'état de surface, tous ces secteurs sont à considérer comme des zones de concentration des eaux sur des couvertures encore en place avec une tendance locale au retrait de ces couvertures.

Enfin, les dépressions endoréiques de la Tride, de Vessac, de Brunas et de Navas participent aussi à l'alimentation avec une forte tendance à la concentration préalable des eaux en surface, voir la formation de lacs, et la remise en eau de vallons grâce aux couvertures peu perméables issues remaniées à partir de la surface S3. Ces eaux s'infiltrent à la faveur de couloirs d'altération profonde et rejoignent directement le niveau d'écoulement qui se situe à 575 m NGF au niveau du siphon de la rivière souterraine qui parcourt la galerie sur couloir karstique de l'Aven des Patate (Figure 54). Ces secteurs de dépression endoréiques ont été beaucoup plus touchés par l'érosion des couvertures car plus proches de la zone de restitution des eaux. De ce fait, ils ont donc subi en premier les impacts de la dynamique d'érosion régressive qui s'est propagée à partir des résurgences.

Le chemin de drainage de ces circulations peut être reconstitué afin de proposer un schéma de connexion entre la surface du plateau et la zone de restitution des eaux.

Au nord de la faille de Montjardin, les infiltrations verticales suivent le pendage vers le nord jusqu'à la gouttière hydrogéologique calée dans l'axe E-W du synclinal plissé au mur de la faille inverse de Veyreau (Figure 58). Le transfert horizontal se fait ensuite en direction de l'ouest jusqu'au faisceau de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite. Les écoulements souterrains empruntent ensuite ce couloir de fracturation orienté à N150 ° en contournant l'axe anticlinal du Serre del Berc par l'ouest pour résurger sur la faille occidentale du faisceau au croisement de couloirs d'altération bien marqués, notamment dans la zone de restitution des eaux du Moulin de Corp.

Ces circulations sont conformes à la structure géologique et plusieurs systèmes karstiques contraints par ces conditions structurales se sont succédé dans le temps. Ils ont commencé par se structurer à partir de la zone de concentration des eaux dans les poljés de contact, puis par concentration dans les dépressions endoréiques situées sur le passage des circulations souterraines.

L'unité de l'ensemble est structurée par le maillage de couloirs d'altération profonde qui caractérise cette partie du réservoir karstique. Les émergences actuelles signalées par des travertins sont calées vers 430 m NGF, mais on note que le niveau piézométrique se propage au centre du système vers 570-590 m NGF dans des réseaux de galeries correspondant à des couloirs karstique (couloirs d'altération profonde décolmaté). Ce vaste secteur de faible gradient hydraulique au toit de la zone noyée, s'étend de la dépression endoréique de Vessac et la partie occidentale des paléo-poljés de contact de Latour et à la partie nord du poljé de Pradines.

Là où le substratum affleure, comme dans les dépressions endoréiques et à la base des versants des mégadolines, la zone de recharge est elle aussi drainée vers l'endokarst par des zones d'infiltration calées sur des couloirs d'altération. Là où les couvertures sont conservées, c'est-à-dire dans les paléo-poljés et dans certains vallons fluviokarstiques bien colmatés, les points d'infiltration se distribuent le long des bordures de corrosion et sur les limites de retrait de front de couverture.

Entre ces deux types de secteurs, les dynamiques de retrait de couverture s'expriment de préférence en milieu endoréique (soutirages et évacuation de grésou, de sables siliceux et d'argiles à chailles), ce qui démontre l'activité actuelle d'un front de karstification comme dans le secteur de Cardoulière (Figure 34) et le long de la faille de Veyreau (Figure 57).

7.3.1.4 Plaine karstique de la surface S3 à 950 m

Cette zone n'est documentée par aucun traçage.

Au nord du Plateau, la surface S3 à 950 m se déploie à l'est du secteur de Veyreau jusque sur le Causse Méjean et sur le Causse de Massegros en enjambant la confluence du Tarn et de la Jonte. Il s'agit d'une surface d'aplanissement de type paléo-plancher de poljé qui a fonctionné en plaine karstique au moment de l'installation du réseau hydrographique.

Elle est issue d'un processus de crypto-altération des dolomies du Bathonien et du Jurassique supérieur. La densité des couloirs d'altération profonde est très forte dans ce secteur et conditionne une infiltration diffuse dominante. La couverture de grésou, souvent rubéfié, est assez bien conservée sauf dans les canaules les plus importantes, ainsi que dans les vallons fluviokarstiques de la surface à 750 m et dans le Cirque de Madasse qui ont été en grande partie évidés en direction de la Jonte.

Vers le Sud, cette surface est interrompue par la bordure de corrosion du paléo-poljé de Vessac. A l'approche de cette bordure la densité et la profondeur des dolines à remplissage de grésou augmente fortement. On compte dans ce secteur un grand nombre de dolines d'effondrement indiquant l'importance des dynamiques de formation de vides souterrains par évacuation des altérites. Ces modalités de soutirage existent ici depuis la mise en place de ce paléo-poljé, mais elles restent assez actives pour engendrer des phénomènes actuels. On peut considérer que la partie du plateau sensible à ces processus est actuellement circonscrite aux champs de dolines qui auréolent la dépression de Vessac au nord-ouest.

7.3.1.5 Plancher de confluence de la surface S4 à 850 m

La surface S4 à 850 qui s'étend à l'ouest, est elle-aussi un paléo-plancher de poljé qui a connu un fonctionnement de plaine karstique qui accueillait les confluences respectives de la Jonte et de la Dourbie avec le Tarn.

Essentiellement développée dans les dolomies du Bathonien, elle est caractérisée par une très forte crypto-altération et par le dégagement d'impressionnant mégalapiés dolomitiques qui hache la zone de sub-surface de couloirs à une fréquence décimétrique. Cette zone fortement hétérogène se déploie à l'échelle de toute la surface S4 sur plusieurs dizaines de mètre d'épaisseur.

Le pendage général vers le sud, met à l'affleurement l'imperméable marneux du Toarcien à mi versant sur tout le pourtour du causse qui domine le Tarn. Sur le versant sud, cet imperméable est situé au niveau du talweg de la Dourbie à Massebiau, puis passe sous le Causse du Larzac. La corniche est armée par les dolomies supérieures du Bathonien des deux côtés du canyon. Les versants sont incisés par des couloirs d'altération calés sur des fractures sub-mériadiennes notées comme des failles sur la carte géologique, mais qui ne décalent pas les limites d'affleurements. L'exemple du couloir de brèches du Valat Nègre (*Figure 24*) montre que ces couloirs d'altération ont été parcourus par des circulations karstiques susceptibles de transporter des sédiments que l'on retrouve sous forme de laminites, ainsi que par des fluides minéralisés, ce qui indique des remontées hypogènes. Ces couloirs apparaissent à peu près tous les cinq cents mètres formant un maillage de structures verticales recoupées en sub-surface par le maillage décimétrique du front de crypto-altération. Ils se propagent en profondeur dans le réservoir.

En rive gauche, favorisé par le pendage, ces couloirs remplis de grésou et de brèches sont soumis à un fort appel érosif depuis l'incision du canyon. Cette vague d'érosion régressive s'observe aisément sur les versants du canyon et dans les ravins qui s'enfonce dans le plateau : ravin du Monna, ravin de Langouyres, Valat Nègre. La même dynamique se propage en milieu souterrain dans des réseaux de décolmatage tel que celui de l'Aven du Puech Nègre (*cf. infra*). La mise en place de ce type de système karstique peut être fulgurante à l'échelle géologique. En surface cette dynamique régressive assistée par soutirage se manifeste par une frange de mégalapiés et de dépression décolmatées en canaules plus profondes qui pénètre vers le centre du plateau. Au-delà de cette limite la couverture de grésou rubéfié

est assez bien conservée et on observe les dolines à remplissage de grésou sont de moins en moins profondes qui matérialisent l'avancement du front de karstification.

En rive gauche, côté Larzac, on observe une situation un peu différente car les eaux qui empruntent les couloirs d'altération profonde circulent à contre pendage. Il en résulte que :

- Les petits systèmes de circulation assurant le décolmatage à par des soutirages ne peuvent pas se propager très loin à la surface du plateau ;
- Les grands systèmes de circulation ont une tendance à rejoindre le talweg du canyon en remontant par les principaux couloirs d'altération sous forme de source vauclusienne comme celle de Lesperelle (*cf. infra*).

Ainsi, toute la partie ouest du Causse Noir, est-elle morcelée par de nombreux systèmes de décolmatage de couloirs d'altération perpendiculaire au tracé du canyon. L'impact de ces systèmes karstiques est très important sur la frange sud du plateau limitée l'impact des soutirages sur le front de karstification, au-delà duquel le phénomène s'amenuise fortement. Notons que c'est dans ce secteur moins sollicité où l'altérite fantômisée est restée en place que s'est produit l'explosion phréatomagmique du maar du Puech Margue. Cette remarque pourrait apporter un élément d'explication aux traçages réalisés dans ce secteur qui n'ont jamais donné de de restitution.

7.3.1.6 Compartiment sud de la faille de Montjardin – Bassins d'alimentation des systèmes karstiques de Laouchounière et des Gardies (Brudouille)

Le compartiment triangulaire situé au sud de la faille inverse de Montjardin (Figure 58) constitue un ensemble structural traversé par le petit canyon de la Garène et par le canyon du Trévezel dont les cours sont temporaires. Il comprend le sud du Causse Noir proprement dit et le Causse Bégon. On adjoint à cet ensemble le petit causse de Canayère en contact topographique avec le socle et qui fonctionne donc en karst binaire.

Cet ensemble est drainé par deux sources principales :

- La source des Gardies ou de la grotte de Brudouille ;
- La source de Laouchounière.

Ces deux sources sont situées en retrait de la faille orientale du faisceau de Peyreleau-Ste-Marguerite, mais dans un contexte de couloirs d'altération bien marqués caractérisés par des remplissages de laminites (Figure 18) de type aramonite (§. 4.1).

Les bassins d'alimentation de ces deux grands systèmes karstiques présentent la particularité d'être alimentés selon deux modalités majeures :

- Les infiltrations à la surface du plateau ;
- Les systèmes pertes-résurgences avec une composante binaire pour les pertes situées le plus en amont.

Tous les traçages positifs à ces deux sources ont d'ailleurs été injectés dans des pertes de ces canyons. Ils ne documentent donc pas les problèmes d'infiltration à la surface du plateau et ils introduisent une composante binaire importante, au moins pour le Trévezel, en termes d'alimentation de ces systèmes et surtout en termes de vulnérabilité.

Le ruisseau de Garène, parti de son petit bassin versant cévenol schisteux, traverse les terrains liasiques et le Bajocien du faisceau de Meyrueis, pour emprunter son canyon en entrant dans les calcaires du Jurassique supérieur au contact desquels se trouve d'ailleurs la perte de Réveiriels (TCN2). Ce parcours en canyon se fait dans un bloc structural à pendage nord coincé entre le mur de la faille inverse de Montjardin et la faille parallèle de la Claparousse à faible rejet. A quelque distance au sud de cette dernière le pendage s'inverse vers le sud. Tout le secteur du paléo-plancher du polje de Pradines en rive droite jusqu'à la faille de Montjardin et en rive gauche jusqu'aux reliefs de la surface S2 à 1000 m et jusqu'à la faille de la Claparousse en allant vers le sud, dépend du système de Laouchounière. La zone caractérisée par une forte couverture d'argileuse. Elle est drainée de façon endoréique dans le secteur en dépression des Randals adossé à une bordure de corrosion rectiligne.

En amont du canyon, l'injection dans la perte TCN18, réalisée dans le Bajocien à l'ouest des failles principales du faisceau de Meyrueis, a donné un signal positif aux deux résurgences. Cet indice de diffluence peut s'expliquer par un chemin de drainage profond le long d'une faille courbe partant du vallon ici sub-méridien de la Garène pour venir s'amortir après avoir traversé la dépression endoréique de la Combe et juste avant de croiser le ravin de Long Bedel d'est en ouest. Mais, il peut aussi s'agir d'un relai de drainage peu ou pas profond qui s'opère en sub-surface, toujours le long du même accident qui croise la faille E-W de la Claparousse pour rejoindre au sud la bordure de corrosion rectiligne du paléo-poljé de Pradines dans. Le pendage faible vers le nord dans ce secteur favoriserait ce sens de circulation. Un deuxième chemin de drainage pourrait ainsi expliquer le phénomène de diffluence.

Cette remarque formulée uniquement en raison du résultat étonnant de ce traçage, met en avant le rôle des couvertures et de la zone d'altération des paléo-planchers. En effet, des paléo-drains circulant juste sous les paléo-planchers imperméables sont des classiques. Ils peuvent entretenir des circulations dans des réseaux de sub-surface dont la présence potentielle est signalée ici par la paléo-perte de la Prunarié, située à quelques mètres seulement des lèvres du canyon dans une position perchée totalement inopérante depuis l'incision du canyon.

L'existence de telles circulations pose le problème de l'alimentation des ravins de raccordement de la Granarié et le Valat Long Bedel dont les cours temporaires passent au-dessus des chemins de drainage potentiels qui alimentent la résurgence des Gardies. Ces ravins peuvent charrier des débits torrentiels alors que leur bassin versant reste modeste. Leurs têtes de vallée érodent des replats couverts qui correspondent au paléo-plancher à 800 m inscrit en contrebas de celui du paléo-poljé de Pradines. Ce replat résiduel correspond à la dernière surface aplanie dans ce secteur avant l'incision du canyon de la Dourbie. Ils sont susceptibles de concentrer les eaux de surface avant qu'elles ne soient canalisées dans les ravins de raccordement et provoquer des pertes pouvant affecter la source.

Entre ces secteurs de concentration des eaux de surface et d'infiltration ponctuelle et le canyon du Trévezel, s'étend une zone de buttes et mégadolines correspondant au karst polygonal démantelé à partir de la surface S2 à 1000 m et ses indices de couverture crétacée.

Les infiltrations se font de façon diffuse sur les reliefs et en limite de remplissage dans les dépressions. Des accumulations de gélifracts indiquent des points bas où le remplissage initial a été remplacé et donc des structures de soutirage anciennes susceptibles d'être réactivées. A l'est de la dépression de la Combe et du Valat de Mont Fleuri, tout le secteur est découpé par des lanières tectoniques soulignées par des dépressions oblongues de direction méridienne et par des alignements de paléokarsts ou des brèches d'altération que l'on retrouve d'ailleurs un peu plus loin au sud dans le versant du canyon du Trévezel et jusqu'à son talweg. Ces structures verticales sont susceptibles de conduire les infiltrations verticales rapidement vers le niveau de transfert horizontal qui se trouve rappelons-le significativement sous le talweg du Trévezel une grande partie de l'année.

Dans le secteur de la dépression endoréique de la Combe et le secteur de Layolle et en l'absence de tout drainage de surface, l'infiltration des eaux se fait là-aussi par le biais des couloirs d'altérations, mais ceux-ci recoupés par l'abaissement de la surface topographique dans le substratum, soit par soutirage du grèsou approfondissement de la dépression de la Combe, soit par emboîtement de la petite surface d'aplanissement de Layolle. La présence du niveau de grotte du Valat de Mont Fleuri pourrait ici indiquer un système intermédiaire à mi versant susceptible d'avoir joué le rôle d'exportation des masses soutirée dans les secteurs endoréiques sus-jacents.

Sur son trajet entre Trèves et Cantobre, le canyon du Trévezel présente un fonctionnement temporaire. On peut considérer, l'absence de toute faille reportée ici sur la carte géologique en atteste, que la partie sud du causse en rive droite et le Causse Bégon en rive gauche ne constituent qu'un seul et même ensemble du point de vue du drainage des eaux d'infiltration des plateaux vers la résurgence des Gardies, au moins tant que la rivière n'est pas en crue. La rive droite est apparemment concernée par de faibles surfaces, mais c'est sans compter avec les relais assurés par les Valats de Mont Fleuri et Long Bedel qui vont chercher des alimentations de sub-surface au-delà de leurs têtes de

vallon, et surtout des drainages absorbés dans les dépressions endoréiques des Randals et de la Combe. Ces infiltrations et les pertes dans les talweds des ravins doivent traverser d'importants niveaux de grottes représentés entre 500 m et 600 m NGF par les kilomètres du désormais célèbre Aven Noir et comme on l'a vu précédemment, le niveau de grotte de Mont Fleuri. A la même altitude, côtés Causse Bégon, on observe de vastes masses de brèches d'écoulement. Ces indicateurs du niveau de la vallée quand son talweg coulait au-dessus de 500 m d'altitude, sont aussi des indicateurs de circulations d'eau au même niveau : celui des rivières souterraines dans l'Aven Noir, celui des sorties d'eau pouvant déclencher et alimenter les glissements de masse sur le versant du Causse Bégon. Ces circulations ont pu s'amorcer à partir des pertes concentrées dans le paléo-poljé du Cause Bégon.

La grotte de Brudouille qui passe sous le talweg du canyon et se développe sous le Causse Bégon prouve que l'organisation des réseaux obéit à ce modèle d'unité de drainage qui s'étend de part et d'autre du canyon du Trévezel. Les pertes du Trévezel qui résurgent dans la vallée de la Dourbie illustrent un autre aspect du fonctionnement de cette résurgence, correspondant à un modèle de capture par recouplement souterrain. Une fois la circulation établie, plus la Dourbie s'incise et moins le Trévezel a le loisir de le faire, puisqu'il perd de plus en plus de débit en surface. Ce phénomène se répète à plusieurs reprises en amont jusqu'au défilé du Pas de l'Ane, mais il ne s'agit dans ce cas que d'auto-captures le long du profil en long, un peu sur le même modèle que celui de la Jonte. Dans ces deux cas de figure, ces auto-captures sont engendrées en phase d'incision, comme cela a été sans doute le cas pour le recouplement entre le Trévezel et la Dourbie.

L'exemple de la structuration de l'Aven Noir nous montrera plus tard des captures par recouplement souterrains se sont déjà produits dans le passé quand les talweds étaient plus haut en altitude, mais dans ce cas de figure la dynamique de perte est liée au contraire à des phases prolongées d'aggradation (§. 7.4.2).

Ainsi l'organisation des réseaux est de nature à expliquer les chemins de drainages empruntés par les circulations souterraines, notamment quand leur mise en place dépend de stades de l'évolution géomorphologique passés.

7.4 ORGANISATION DES SYSTEMES DE DRAINAGE ET DES RESEAUX SOUTERRAINS

La zonégraphie des états de surface et de la structuration des bassins d'alimentation permet ainsi de proposer une classification des grands réseaux karstiques à l'échelle du Causse Noir et de compléter le schéma de connexion des circulations d'eau entre le plateau et la zone de restitution des eaux.

7.4.1 Les grands types de réseaux karstiques

Ce chapitre vise à intégrer les données issues du diagnostic karstologique des formations et des formes du plateau avec les données spéléologiques sur la base d'éléments connus antérieurement au cours de nos explorations et sur la base des données fournies par le travail des spéléologues (CDS48 et D. André). On peut proposer en première analyse (et en l'absence d'observation directes lors de cette étude) quatre types d'organisation de réseaux :

- Réseaux de contact ;
- Réseaux de drainage endoréiques,
- Réseaux étagés des vallées,
- Réseaux de décolmatage,

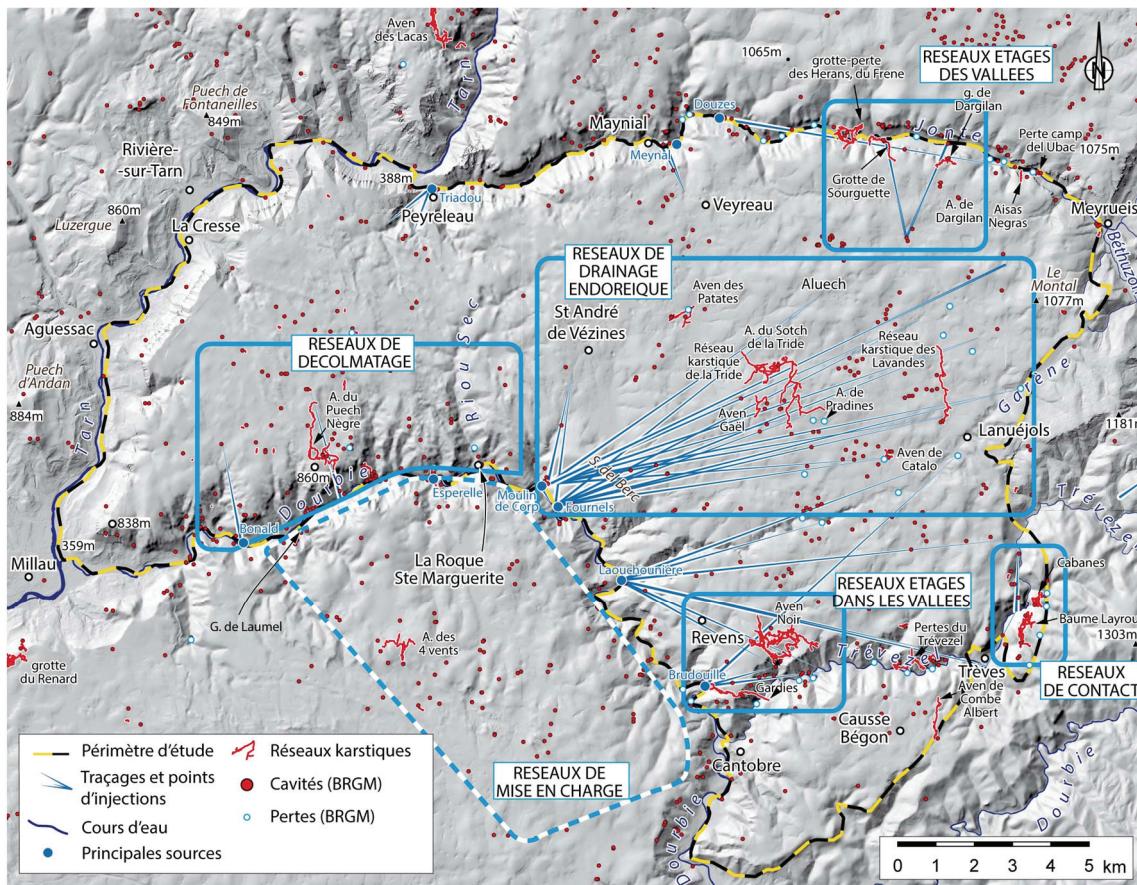


Figure 62 : Organisation du drainage souterrain et types de réseaux karstiques

7.4.1.1 Réseaux de contact

Le Causse de Canayère adossé au massif cristallin présente une très forte densité de réseaux karstiques développant plusieurs kilomètres de galerie. Ces systèmes binaires ne présentent pourtant que de très faibles bassins d'alimentation, qu'il s'agisse de l'impluvium constitué par le plateau lui-même ou de son bassin versant allochtone (Figure 63).

Trois observations principales concernent la spéléogénèse de ces réseaux :

- Ils sont traversés depuis leur installation par des transits d'eau et de sédiments allochtones comme en témoignent les remplissages fluviatiles cévenols très abondants et les morphologies de rivières souterraines dans la Grotte du Pas de Joulié et dans le réseau de Baume Layrou. Ces cavités constituent modèles de percées hydrogéologiques, alimentées par des pertes toujours actives d'ailleurs, situées sur le contact avec le socle.
- L'intensité du maillage labyrinthique des réseaux de Baume Layrou et des Cabanes correspond à des fantômes de roche décolmatés comme on peut l'observer dans le réseau de Bramabiau.
- Les développements importants et surtout les morphologies de résurgence ascendantes impliquent des débits extrêmement importants au moment où ils étaient fonctionnels. La galerie d'entrée de Baume Layrou correspond ainsi à un conduit ascendant de mise en charge. Ces débits impliqués ne pouvant pas venir de l'infiltration diffuse sur ce petit plateau, ils correspondent donc :
 - o soit, à une extension des bassins versants contemporains de ces fonctionnements beaucoup plus importante sur le massif cévenol ;

- soit, à des venues d'eau occultes drainées depuis l'aquifère de socle par les couloirs d'altération et les filons minéralisés, comme on peut l'observer dans le réseau de Malaval ou dans la grotte de la Boissière alimentée par le filon de Villemagne (§. 6.3.2).

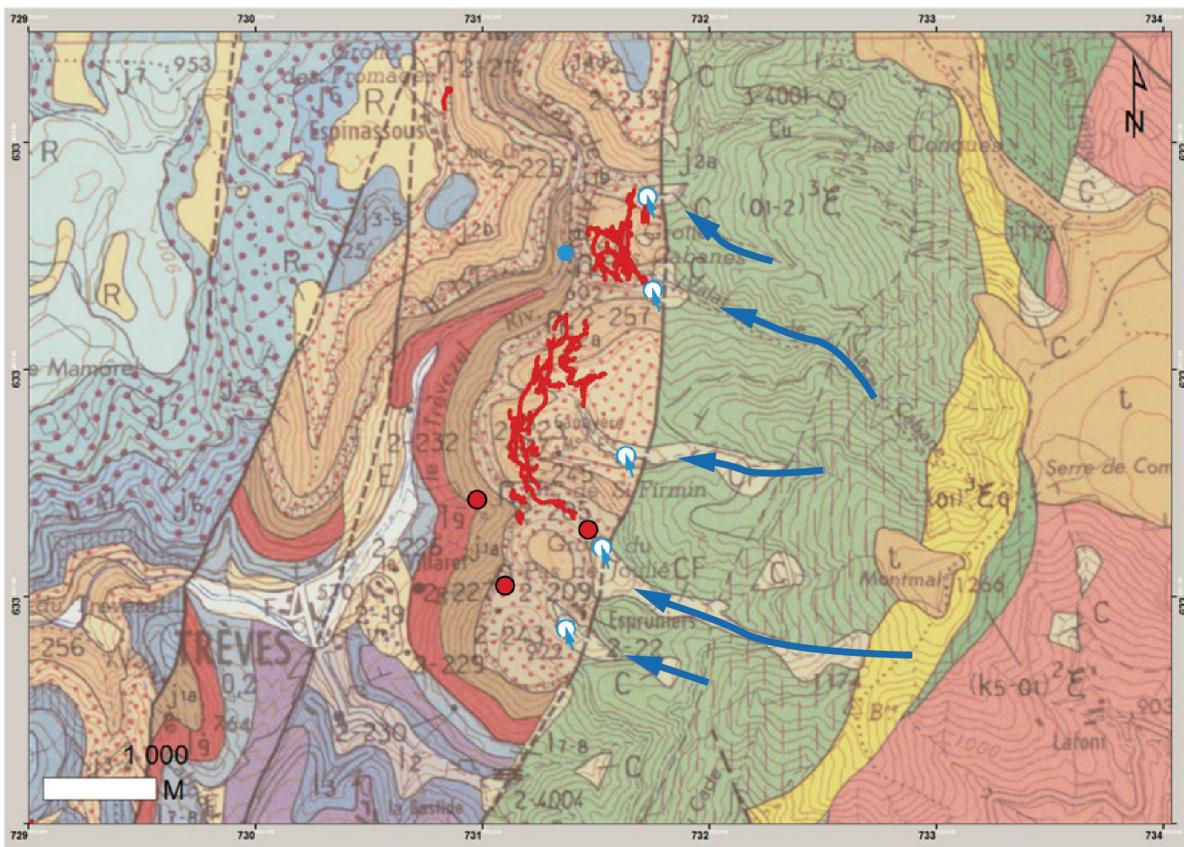


Figure 63 : Alimentation binaire du Causse de Canayère. Aux apports de surface s'ajoutent sans doute des alimentations par les filons drainant type Villemagne.

7.4.1.2 Réseaux de drainage endoréique

Le système karstique du Moulin de Corp est essentiellement alimenté par des secteurs endoréiques du plateau. Les réseaux qui appartiennent à ce système karstique bien organisé témoignent d'une infiltration verticale très rapide et très efficace jusqu'au niveau transfert horizontal. Cela se traduit par des transits assez rapides en direction des sources du Moulin de Corp et des Fournels dont la majorité des traçages montrent systématiquement une diffluence de la restitution des eaux (433 m NGF). Ce système s'étend de la Dourbie aux limites orientales du causse près de Lanuéjols. Le point d'injection le plus éloigné est la perte du Valat de Potz située à moins de 2 km de Meyrueis, dans le polje de Sérigas.

Les trois principaux réseaux connus dans ce système karstique sont d'amont en aval drainage :

- ***l'Aven des Lavandes*** (entrée : 932 m NGF ; profondeur : -212 m ; développement : 3700 m).

Il s'agit d'un réseau perte dont l'entrée s'est ouverte brutalement à la suite d'intempéries et de travaux agricoles par soutirage au milieu d'un champ cultivé en limite de couverture allochtone à proximité du contact cévenol.

Au niveau de l'entrée le phénomène d'ouverture par soutirage est récurrent. On observe une première structure de grésou remanié dans laquelle s'emboîtent plusieurs structures de soutirage composées de gélifractes mélangés à des alluvions allochtones remaniées. Après une zone verticale de 60 m au bas de laquelle se trouve des ossements (com. orale D. André), une galerie unique d'orientation méridienne descend

sur environ 3 km jusqu'au siphon terminal qui se trouve à 720 m NGF, c'est-à-dire à l'altitude de la Jonte à Meyrueis, beaucoup plus proche que la zone de restitution des eaux au Moulin de Corp.

- **Le réseau du Sotch de la Tride** (entrée : 896 m NGF ; profondeur : -342 m ; développement : 16 773 m).

Il s'ouvre dans les dolomies du Bathonien supérieur au sein d'une *canaules* dans une dépression fermée (Sotch) située à l'extrême ouest et au pied de la bordure de corrosion du paléo-poljé de Latour. Il se développe ensuite dans les calcaires du Bathonien inférieur en direction de la dépression de Vessac au-delà de la limite nord-ouest du poljé de Latour. La zone noyée est atteinte à 590 m NGF (554 m selon les sources de la référence) au niveau d'un siphon terminal. Vers la profondeur de -130 m, un niveau de galeries intermédiaires alimentées par un actif provenant du sud se divise en deux branches qui se prolongent jusque sous deux paléo-pertes situées dans des concavités de la bordure de corrosion du poljé de Pradines dont le paléo-plancher se trouve à 850 m NGF.

La géométrie complexe de ce réseau correspond à un dispositif en râteau avec plusieurs branches amont drainant des dépressions fermées et des paléo-pertes qui se sont succédé le long des bordures de corrosion.

- **L'Aven des Patates** (entrée : 816 m NGF ; profondeur : -277 m ; développement : 2 600 m).

L'entrée s'ouvre dans les dolomies du Jurassique supérieur dans une doline qui s'inscrit en bordure de la dépression inondable de Vessac. Après 150 m de puits, un complexe de volumes plus hauts que larges se développe sur une centaine de mètres de profondeur dans le Bathonien inférieur à la faveur d'un couloir karstique (couloir d'altération profonde décolmaté) orienté à N40°. Cette galerie accueille une rivière souterraine dont le siphon de trouve à 575 m NGF.

Tous ces réseaux karstiques rendent compte du drainage endoréique à la surface du plateau. La concentration des eaux de surface sur des couvertures dirigées ensuite vers des dépressions imprimées dans le substratum explique de caractère efficace des circulations qui ont contrôlé leur creusement.

Ces réseaux s'inscrivent dans des unités de drainage polygéniques qui ont exploité les conditions structurales favorables du réservoir au cours du fonctionnement de plusieurs systèmes karstiques successifs depuis l'époque du paléo-poljé de Latour sur la limite de couverture allochtone à l'est et le long de sa bordure de corrosion vers l'ouest, puis lors du fonctionnement du paléo-poljé de Pradines. Sur le chemin de drainage, les dépressions endoréiques de Vessac et de Brunas s'ajoutent à cette alimentation amont.

Cette structuration karstique exploite les discontinuités lithostructurales du bloc tectonique circonscrit entre les faisceaux de Peyreleau-La Roque Ste-Marguerite et de Meyrueis et les failles inverses de Veyreau et de Montjardin :

- Synclinal plissé en avant de la faille inverse de Veyreau,
- Pendage vers le nord au toit de la faille de Montjardin,
- Couloirs de fracturation du faisceau de Peyreleau-La Roque Ste-Marguerite

Cette structuration exploite aussi les zones d'altération profonde interconnectées :

- Maillage de couloirs d'altération recoupé en surface dans la zone de recharge (Points de perte dans des *canaules* et des dépressions fermées imprimées dans le substratum sous le niveau des couvertures),
- Couloirs karstiques empruntés par les rivières souterraines, on note les directions méridiennes et N40° et N150°,
- Maillage de couloirs dans la zone de restitution des eaux (fracturation sans déplacement, couloirs de brèches et couloirs d'altération fantômisés décolmatés),

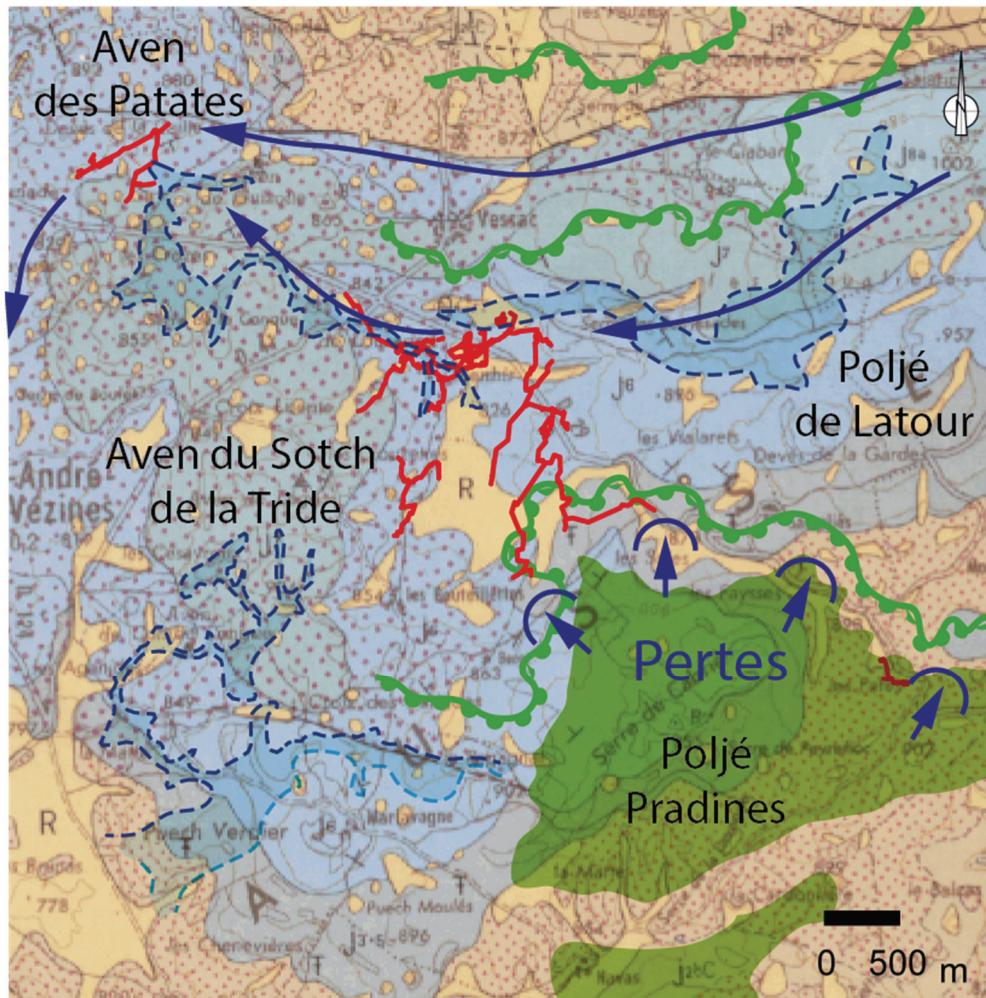


Figure 64 : Chemins de drainages entre la surface et les réseaux du système de Moulin de Corp

Ce réservoir karstique s'organise autour d'une structure synclinale E-W plissée en avant de la faille inverse de Veyreau qui recueille les drainages successifs venant du sud à partir de pertes concentrées le long des bordures de corrosion. Le chemin de drainage qui exploite d'abord le pendage nord est respecté par le réseau de l'Aven des Lavandes qui descend progressivement de la surface jusqu'au siphon selon une orientation sub-méridienne. Arrivé dans l'axe synclinal, ce chemin de drainage bifurque et progresse vers l'ouest jusqu'au faisceau de Peyreleau-La Roque-St-Marguerite en contournant la structure anticlinale du Serre del Berc pour rejoindre la zone de restitution des eaux au Moulin de Corp et aux Fournels à la faveur d'une zone lardée de couloirs d'altération. Le site du Moulin de Corp se trouve au croisement d'un couloir d'altération N40° perpendiculaire au faisceau de faille. L'entrée supérieure verticale suggère des conditions de résurgence assimilable à une paléo-source vauclusienne, conditions d'ailleurs réalisées à l'exsurgence de Lesperelle en rive gauche et avec l'entrée supérieur du réseau Laumet quelques kilomètres en aval. Ces indices caractérisent les conditions d'une structuration par mise en charge (§. 7.4.2).

7.4.1.3 Réseaux étagés des vallées en boucles de recouplement

Ces réseaux sont constitués de plusieurs niveaux de galeries sub-horizontales qui enregistrent la position du talweg du canyon voisin. Il peut s'agir de niveaux de grottes, mais nous présentons ici deux des principaux réseaux correspond à cette définition :

- Le réseau de Dargilan dans le canyon de la Jonte ;
- Le réseau de l'Aven Noir dans le canyon du Trévezel.

Réseaux étagés de la vallée de la Jonte :

Le réseau de Dargilan présente deux branches de galeries de part et d'autre d'un vaste volume d'effondrement. L'ensemble du réseau est globalement orienté parallèlement au canyon de la Jonte vers 800 m d'altitude, soit 150 à 200 m sous le niveau du plateau et 150 m au-dessus du talweg de la Jonte. La branche orientale est une boucle de recouplement souterrain en méandre qui contient du matériel fluviatile allochtone provenant des Cévennes et amené jusque-là par des pertes de la Jonte comme le suggère la stratification de ces dépôts. Ces alluvions ont livré des âges par la méthode des cosmogéniques de 3,43 +0,26 Ma (DAR2 ; Plancher ancien scellant des blocs d'effondrement-tassement ; cette formation fluviatile est soutirée entre des blocs.) à 3,60 +0,23 Ma (DAR3 ; Argiles épinoées associées à des structures de soutirage dans un secteur de cheminées et de coupoles) (travaux de A. Sartegou, 2108). La branche occidentale est une galerie de type épinoée au tracé très anguleux qui a livré du matériel sans doute issu d'un transit sédimentaire en provenance de perte du vallon de Servillières-Pellalergues, dont les quartzs ont livré un âge de 1,65 +0,15 Ma (DAR1 : Plancher scellant des alluvions de 2 à 3 cm de diamètre).

D'autres niveaux de grottes sont identifiés comme la grotte de Devès de Meijo, située vers 720 m NGF et qui a livré des âges cosmogéniques d'enfouissement de 2,5 Ma.

Réseaux étagés du canyon du Trévezel :

Ces réseaux sont largement illustrés par les kilomètres de galeries organisées en boucles successives entre 500 m et 600 m d'altitude (Entrée = 604 m, prof. -96 m, +74 m). La grotte de Trèves et la grotte du Mont Fleuri peuvent constituer des prolongements ou des analogues à ce type de réseau.

Dans l'Aven Noir on observe plusieurs séries de boucles qui se greffent successivement les unes aux autres. L'examen des morphologies de voûte permet d'établir l'enchaînement des connexions ().

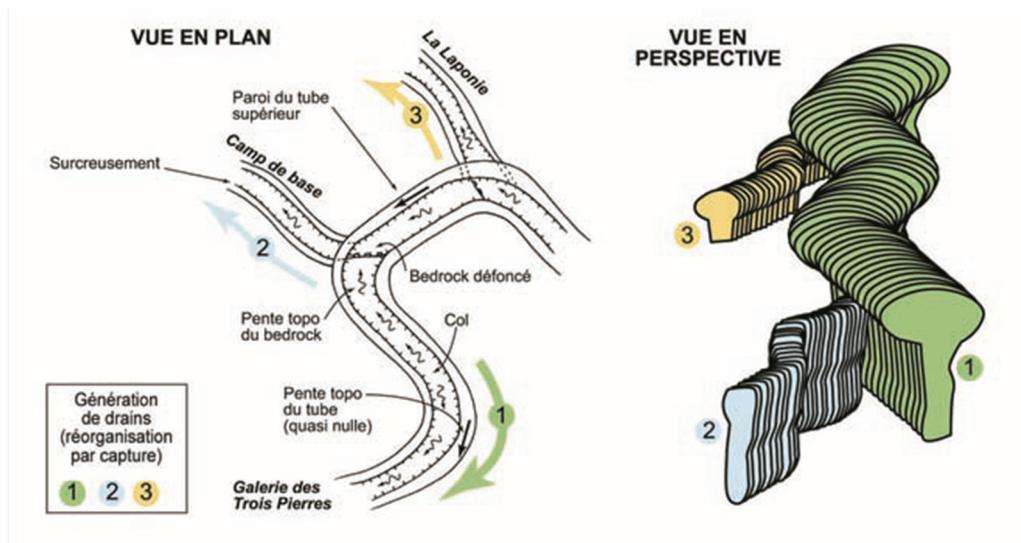


Figure 65 : Principe de connexion de boucles de recouplement de l'Aven Noir (d'après Jaillet, 2006)

Les réseaux qui présentent en boucles de recouplement souterrains en méandres se mettent en place lors de phases prolongées de stabilité de niveau de base à la suite d'une aggradation fluviatile ou d'un barrage de la vallée. En premier

lieu, les infiltrations sur le plateau trouvent un chemin de drainage jusqu'à une source en fonde vallée. Cette phase peut correspondre ou pas à une phase d'incision. Dès que le niveau de base se stabilise ou en cas de remontée de ce niveau de base, si la rivière coule sur ses alluvions et il se produit un phénomène d'aggradation fluviale. Pour dissiper l'énergie potentielle, les écoulements allongent leur trajet. En plaine ils forment des méandres, dans les canyons karstiques les eaux tendent à se perdre en amont des zones de source pour rejoindre le trajet initié par les infiltrations du plateau. Ainsi se forme la boucle, la partie aval correspondant à l'ancien drainage, la partie amont au nouveau drainage capturé. En règle générale, les arrivées du plateau sont situées dans la convexité de la boucle juste entre les parties amont et aval. Dans l'Aven Noir, l'enchaînement de plusieurs boucles de recouplements souterrains successifs explique la complexité et la géométrie du réseau (Figure 65 : Principe de connexion de boules de recouplement de l'Aven Noir (d'après Jaillet, 2006)) ; l'ordre d'apparition présenté sur cette figure est une proposition basée sur l'observation d'une partie seulement du réseau ; une étude approfondie demanderait d'être faite sur ce modèle spéléogénétique exceptionnel.

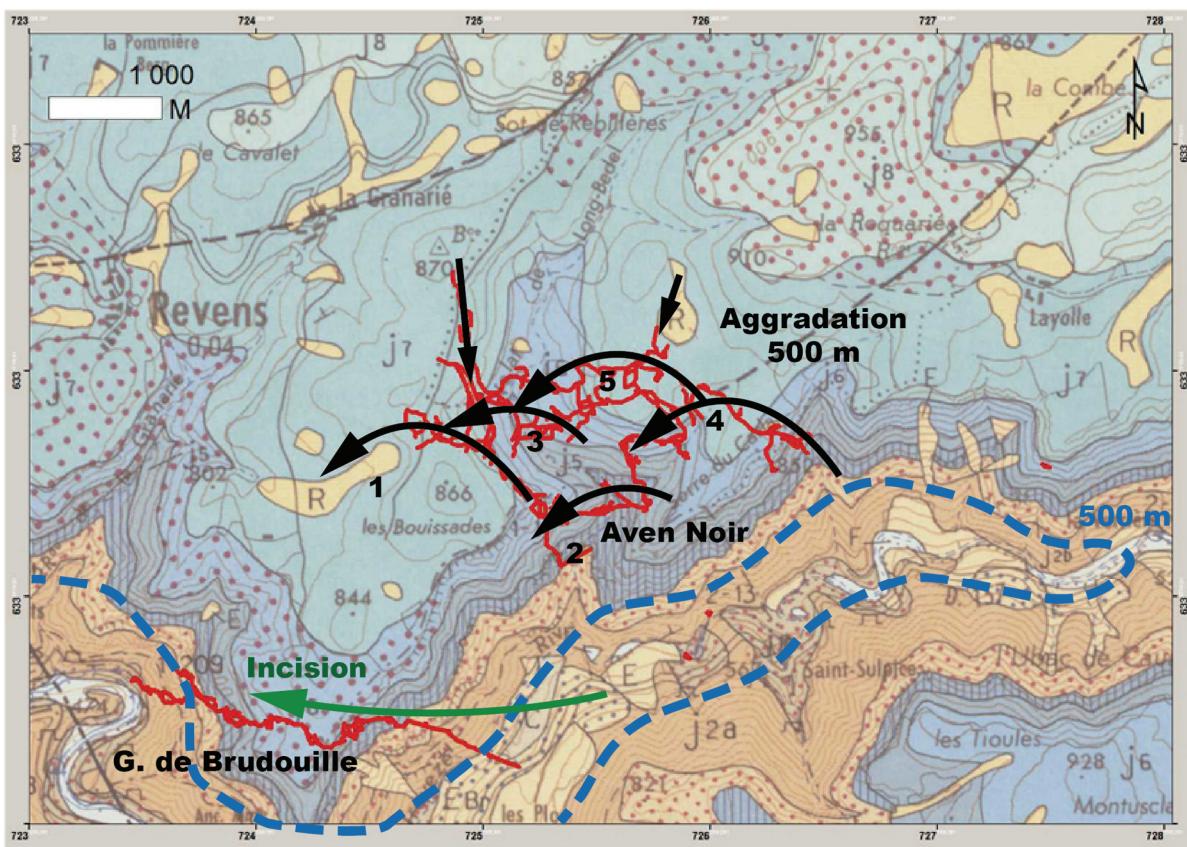


Figure 66 : Modèle de boucles de méandre de recouplement souterrain de l'Aven Noir correspondant à des captures en condition d'aggradation

7.4.1.4 Les réseaux de décolmatage de couloirs

Toute la rive droite de la Dourbie est caractérisée par des axes de drainages perpendiculaires à l'axe du canyon et calés sur des couloirs d'altération d'orientation méridienne soulignant parfois des failles, mais surtout associés à une fracturation qui ne décale pas les limites d'affleurement. Ces couloirs d'altération profonde affectent toute la tranche du plateau et se propage en profondeur. Par le jeu de ces structures verticales et du pendage généralisé vers le sud,

l'incision du canyon de la Dourbie a eu pour conséquence le décolmatage de ces couloirs en installant une unité de drainage tous les cinq cent mètres environ.

Le décolmatage plus ou moins progressif de ces couloirs d'altération déclenche et entretien une dynamique de recul du front de karstification (Jaillet, 1999) qui se traduit la migration des processus de soutirage vers le centre du plateau en capturant les infiltrations collectées par les dolines et par les *canaux* à remplissages de grésou.

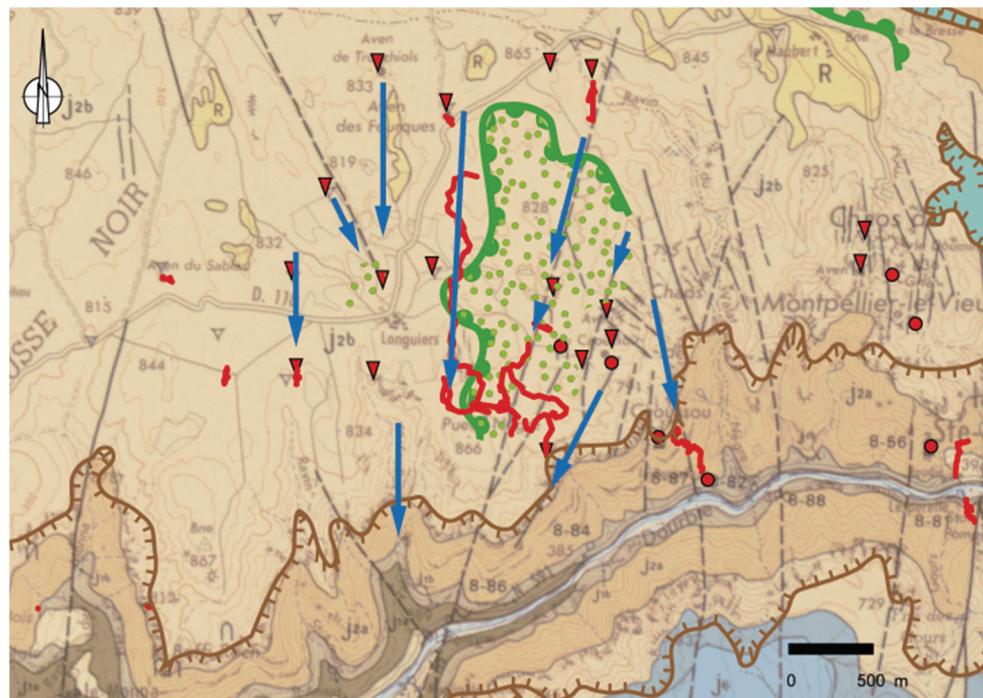


Figure 67 : Réseaux de décolmatage de couloirs d'altération du Puech Nègre

Ce système de réseau est illustré par le réseau de Puech Nègre (Entrée = 815 m NGF, prof. -400 m). Ce réseau de décolmatage présente deux niveaux de galeries horizontales parcourues par des écoulements actifs et respectivement situés à -290 m (525 m NGF) et -400 m (415 m NGF).

Les débits de ces écoulements sont soutenus par les infiltrations tamponnées en sub-surface par les dolines et les *canaux* à remplissage de grésou. Néanmoins dans tout le secteur du petit poljé de Puech Nègre (Figure 67), un grand nombre d'avens s'ouvrent en surface et rejoignent sous forme de grands puits la zone des collecteurs. Ces structures verticales favorisent actuellement une infiltration rapide des eaux de surface, mais leur morphologie de creusement en régime noyé ou épinoisé indique d'autres modalités de fonctionnement. Il ne s'agit pas ici du comportement hydraulique lié au drainage compatible avec le développement du paléo-poljé antérieur à l'incision du canyon de la Dourbie. On observe plutôt un fonctionnement relique de ce poljé situé vers 830 m d'altitude qui présente une tendance à l'engorgement. Les dépôts fluviatiles retrouvés sur cette surface indiquent d'ailleurs qu'on n'est pas ici exclusivement en présence d'une couverture de grésou, mais qu'une proportion d'argiles peut favoriser une certaine imperméabilisation de tout ce secteur. Cela se traduit par le fonctionnement en perte des avens de Caoussous et du Valat Nègre dont l'entrée peut d'ailleurs s'inonder. Ces dynamiques de mise en charge en sub-surface n'impliquent pas la saturation du karst sous-jacent, mais plutôt des systèmes de perte de charge entre la zone de crypto-altération très étendue en surface et les structures verticales calées sur des couloirs d'altération dont le maillage est plus lâche (fréquence d'apparition de 500 m).

Ce réseau enregistre aussi des stades de stabilité du niveau de base constitué par la Dourbie. On retient ainsi un niveau de grotte à 525 m NGF et un autre à 415 NGF. Cet étagement ne peut avoir qu'une explication dynamique avec l'établissement d'un niveau d'écoulement proche de 500 m d'altitude qui se trouve être celle de l'entablement travertineux du Plateau de France et un autre plus récent qui correspond à un abaissement de près de cent mètres du niveau de base. Mais cette vision simpliste de l'étagement ne tient pas compte des processus d'aggradation fluviale inhérents et de la possibilité d'établir dans certaines conditions des étages per ascensum de niveau de grotte par comblement local ou généralisé des fonds de vallées (Bauer, 1980 ; Mocochain, 2004).

7.4.2 Identification de deux phases majeures de stabilité du niveau de base à 750 m et à 500 m d'altitude

Ces deux phases de stabilité de niveau de base qui se sont produites au cours de l'incision des canyons sont à l'origine de la structuration des principaux réseaux karstiques, qu'il s'agisse des réseaux étagés vallées, des réseaux de drainage endoréiques ou des réseaux de décolmatage. Les marqueurs géologiques et géomorphologiques, appuyés par la datation de l'enfoncement des alluvions quartzeuses, mettent ainsi en évidence deux stades majeurs de stabilité de niveau de base :

- celui du développement de la surface fluviokarstique à 750 m à la confluence du Tarn et de la Jonte,
- et celui de l'aggradation fluviale attribuée ici à la construction des massifs de travertin du Plateau de France.

7.4.2.1 Niveau d'écoulement de la surface fluviokarstique à 750 m NGF

Dans le canyon de la Jonte, on remarque une particularité sous la forme d'un épaulement, en partie structural, correspondant à une paléo-vallée suspendue. Cet épaulement, localement développé à la faveur du contact entre les dolomies du Bathonien et les marnes du Callovo-Oxfordien, préserve des alluvions allochtones et plusieurs cavités, comme la grotte de Nabrigas qui fait face au site de Dargilan en rive droite de la Jonte, sont géométriquement raccordées à ce niveau morphologique auquel se raccordent aussi en aval le vallon perché de la Bastide sur le Causse Méjean et le vallon de Servillières-Pélallergues sur le Causse Noir.

Le profil en long de cet épaulement passe un peu au-dessus de 850 m d'altitude à la grotte de Nabrigas et à la confluence du vallon de Servillières-Pellalergues ; il est calé ensuite à 750 m dans le ravin des Bastides côté Causse Méjean et sur le Causse Noir, on le retrouve à la même cote au niveau du fond plat du Cirque de Madasse et au Montaigu, à l'extrême nord de la surface fluviokarstique du faisceau de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite.

Comme dans le cas des Gorges du Tarn (Camus, 2018, in Husson et al., 2018), on observe donc un canyon épigénique incisé en coup de sabre à partir d'un réseau hydrographique plus ancien formant déjà une gouttière fluviale imprimée plusieurs dizaines de mètres, voire plusieurs centaines de mètres en contrebas des paléo-surfaces d'aplanissement qui s'étendent sur les causses immédiatement environnants. Dans le cas de la Jonte il s'agit de la surface sommitale S2 à 1000 m en amont du canyon et de la surface S3 à 950 m en aval. Le niveau de grottes identifié comme une boucle de recouplement souterrain dans le réseau de Dargilan atteste du passage d'une rivière vers la cote actuelle de 800 m NGF, soit environ 150 m en moyenne sous la surface du plateau à cette époque ; le talweg actuel se trouvant 150 m en contrebas. A la confluence de la Jonte et du Tarn ce niveau d'écoulement de surface est marqué à 750 m NGF, soit 200 m sous la surface S3 qui correspond aux lèvres du canyon du Tarn juste en amont, et, 100 m sous la surface S4 qui correspond à une plaine de confluence antérieure emboîtée dans la surface S3.

Les datations d'enfouissement des alluvions dans le niveau de grotte de Dargilan (A. Sartegou, 2108) et dans la grotte du Devès Meijo (L. Bruxelles, 2016) située 80 m plus bas fixent une fourchette de fonctionnement de ce niveau d'écoulement entre 3,6 et 2,5 Ma. A ce stade, seuls les niveaux de grottes des vallées et le fonctionnement entre les poljés encore actifs sont impliqués sur la Causse Noir. En revanche, en amont du Tarn, une incision significative était déjà acquise comme le suggèrent les datations par la méthode de dégradation des isotopes cosmogéniques $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ et $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ réalisée sur des échantillons provenant de la Baume Chaude et de Baume Gironde qui deux cavités situées dans la partie haute du canyon du Tarn aux environs de 800-850 m d'altitude, c'est-à-dire entre 50 et 150 sous la surface S3 dans laquelle le canyon est ici incisé. Ces résultats ont été obtenus selon un protocole expérimental par A. Sartegou et fournis par A. Jacquet. Si cette méthode de mesure du temps d'enfouissement des alluvions dans le karst s'avère opérante, elle confirmerait avec un âge $8,22 \pm 0,55$ Ma pour la Baume Chaude et de $9,77 \pm 0,94$ Ma pour Baume Gironde (âge du piège sédimentaire), l'initiation de l'incision de ce tronçon du canyon du Tarn durant le Tortonien, rappelant l'ancienneté de la formation des canyons caussenard étayée par de nombreux marqueurs géologiques (Ambert, 1991 ; Séranne et al., 2002) et par la nouvelle datation des basaltes associés au maar d'Eglazines à $14 \pm 0,3$ Ma qui a connu une activité déjà au Serravalien (Dautria et al., 2010) ; l'activité phréatomagmatique est attribuée au passage de la vallée du Tarn et les éjectas volcaniques reconnus sur les versants qui surplombent le diatème, confirment une explosion à l'air libre d'un maar. 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).

7.4.2.2 Niveau d'aggradation fluviatile du Plateau de France à 500 m NGF

Réseaux de mise en charge

Les indices d'une zone d'aggradation fluviatile susceptible d'avoir entretenu un niveau de base « momentanément » suspendu sont nombreux dans les réseaux karstiques des canyons du Tarn et de la Dourbie. 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 épinoisée. D. André décrit ainsi à proximité d'Eglazines, « *le système du Coutal / Rouverol qui se présente sous forme d'une émergence presque au niveau du Tarn actuel, avec une cheminée émissive fossile située une centaine de mètres plus haut* ». Il compare ensuite ce cas avec celui des paléodrains analogues dont l'altitude diminue progressivement en remontant vers l'amont dans les gorges. Toujours selon les observations spéléologiques rapportées par D. André, « *on ne retrouve plus de telles configurations de réseaux en aval d'Eglazines jusqu'à Millau, mais il en existe un certain nombre dans les Gorges de la Dourbie, là encore liés visiblement à l'aggradation fluviatile : grotte Frayssinhe (Pépissou), l'aven de Laumet, grotte de Corp, etc. Pour la Dourbie, aucun volcan n'a pu se mettre en travers de la rivière et constituer un barrage naturel* ».

Ces remarques sur l'origine d'une aggradation soutenant l'altitude de ces paléodrains est à mettre en regard et à affronter aux autres facteurs potentiels de cette structuration particulière de la zone de restitution des systèmes karstiques dans le passé, notamment le rôle des barrages de travertins déjà bien reconnus dans le secteur de Millau.

Réseaux de mise en charge vs réseaux de décolmatage calés sur les couloirs d'altération profonde

Comme on l'a déjà évoqué la partie aval des gorges de la Dourbie est caractérisée par des réseaux de décolmatage en rive droite, dont l'Aven de Puech Nègre constitue le modèle avec sa galerie supérieure calée à 500 m, et des sources et des conduits verticaux fossiles caractéristique de fonctionnement vauclusien. En rive gauche, on observe ainsi la grotte de Laumet (Entrée 511 m NGF, prof. -116 m) et son puits-cheminée d'ordre hectométrique dont l'entrée supérieure se situe vers 500 m. De récentes découvertes dans cette cavité confirment des développements très

important de ce réseau dans la zone épinoyée, c'est-à-dire soumise à des mises en charges ce qui est en cohérence avec la présence d'un puits-cheminée en forme de tuba au niveau de la source actuellement située à 430 m NGF. Cette configuration est interprétée comme un indicateur d'aggradation, la partie basse du réseau se retrouvant ennoyée, une nouvelle émergence s'installe en fonction d'un niveau de base remontant.

Ce type de structuration per ascensum explique de surcroit le drainage de la source de Lesperelle (391 m NGF, prof. -65 m) située en rive gauche juste en face du site de Montpellier-le-Vieux et qui exploite une des structures méridiennes de couloirs d'altération profonde très nombreuses dans ce secteur. L'exsurgence présente un conduit vertical sur fracture qui évacue les débits à contre pendage. Cet ensemble se prolonge vers le sud jusqu'au centre du Causse du Larzac. La taille du système permet d'amorcer une boucle de circulation profonde entre la zone de recharge et le site d'émergence sur couloir qui assure l'évacuation des insolubles (Dandurand, 2012). La stimulation hydrodynamique impulsée par une oscillation du niveau de base par aggradation fluviatile et de nature à déclencher le décolmatage des couloirs en profondeur comme le montre l'exemple de la Touvre en Charante ou celui de la source de saint-Sauveur dans le Lot. La zone de restitution des eaux du Moulin de Corp relève du même dispositif de creusement.

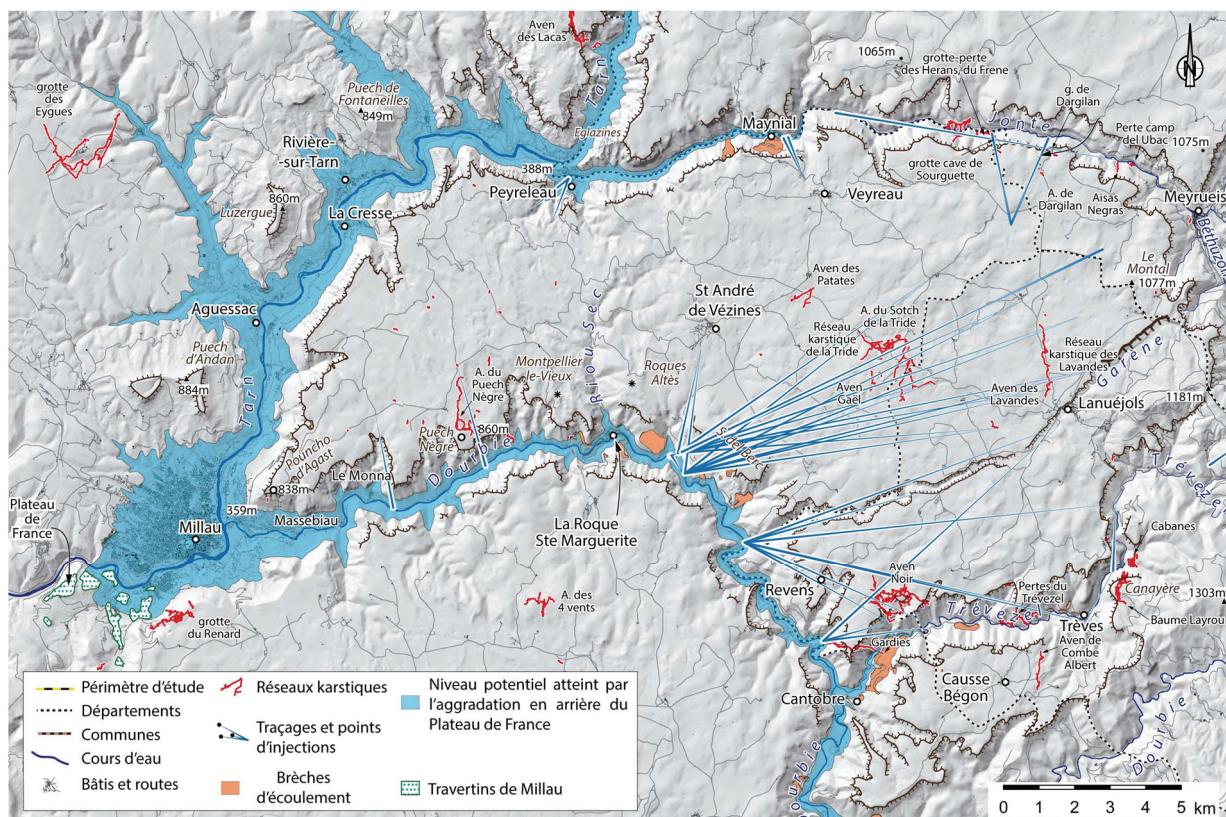


Figure 68 : Relation entre la position théorique d'un niveau d'aggradation fluviatile à 500 m les marqueurs d'évolution des vallées : Travertins du Plateau de France, Brèches d'écoulement, niveaux de galeries (Puech Nègre, A. des Patates, Aven Noir)

Indicateurs en surface

Vers l'amont, on remarque que les masses glissées de brèches d'écoulement marquent le tiers inférieur des canyons de la Dourbie et du Trévezel vers la cote de 500-550 m. Ces glissements se sont arrêtés à la cote du talweg mais on n'en retrouve pas en amont au-dessus de 500 mètres d'altitude. Il est probable que l'altitude de tous ces glissements

soit en fait contrôlée par des processus de sapement soutenu par l'aggradation fluviatile en amont des travertins de Millau (**Error! Reference source not found.**). On remarque ainsi une corrélation directe avec la position des masses de brèches d'écroulement et le niveau d'aggradation sur cette carte représenter de façon théorique car la physiographie des versants a évolué depuis, notamment dans les versant marneux du liasiques. On observe ainsi que la zone de sapement s'arrête systématiquement sur des zones d'écroulement dans les canyons de la Jonte et du Trévezel, ainsi que dans la dépression liasique de Nant.

Conséquences hydrogéologiques

Aux mêmes cotes, on observe la structuration en boucles de recouplement en méandres souterrains de l'Aven Noir, qui représente selon ce modèle le point le plus haut atteint par l'aggradation fluviatile.

Dans le système de Moulin de Corp, ce sont les niveaux de galeries comme le couloir karstique de l'Aven des Patates qui rappelle l'incidence hydrodynamique de ce niveau de base porté à 500-550 m. Sur le même principe que pour les dynamiques de sapement et d'auto-capture par boucles de recouplement souterrain, l'évidemment de couloirs karstiques qui ont pu se généraliser. Cela expliquerait la régularité de la piézométrie actuelle au centre du dispositif de couloirs interconnectés qui structure le réservoir karstique au cœur du massif.

8. IMPLICATIONS SUR LES MODALITES 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 Noir (Figure 69). La surface du causse a ainsi été divisée en quatre zones dont les caractéristiques d'infiltration sont comparables.

Les structures d'infiltration verticale qui affectent le réservoir en profondeur comme les couloirs de brèches d'altération profonde et les injections volcaniques ont été représentées séparément. Le maillage de couloirs d'altération profonde constitue en quelque sorte un cinquième secteur en termes d'extension, notamment partout où l'érosion a décapé le substratum.

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.

Nous avons ainsi distingué quatre ensembles auxquels se rajoute le maillage de structures d'infiltration verticale qui peut s'interpréter plus comme une zone en surcharge des quatre secteurs de base :

Zone d'infiltration concentrée rapide (Rouge) :

Zones d'infiltrations concentrées sous forme de pertes (ou paléo-pertes) ou de points d'infiltration dans les talwegs, le long des bordures de corrosion, pouvant aussi correspondre à des avens, dans des dépressions ou des fonds de *canaules*, ainsi qu'à des soutirages actifs ou à des effondrements.

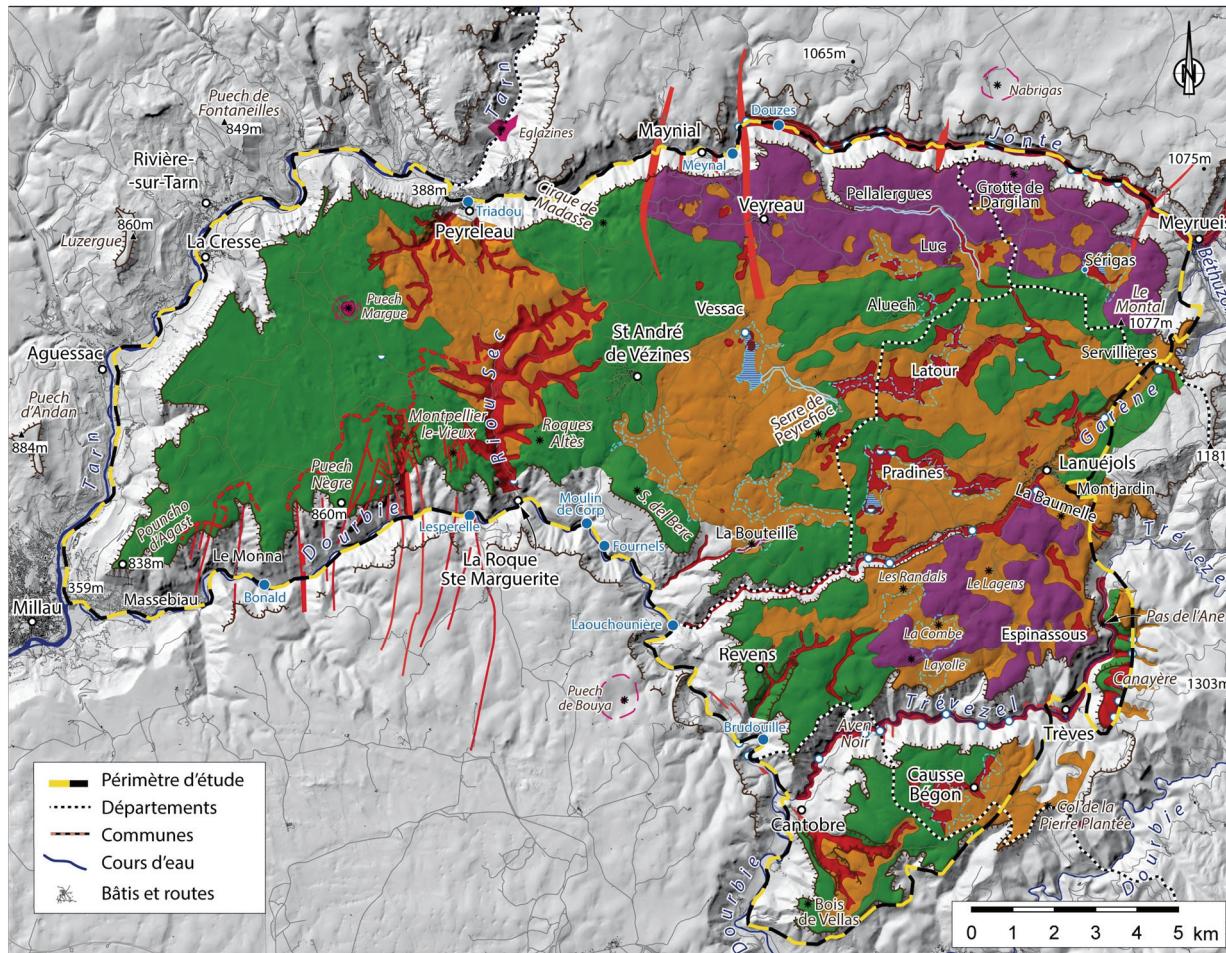
Les plages rouges étirées linéairement correspondent au pied des bordures de corrosion et aux tracés des vallons de Servillières-Pellalergues et de la Garène.

Les tâches ponctuelles correspondent à quelques fonds de dolines inondables, à la perte du poljé de Sérigas.

Les zones en réseau en baïonnettes correspondent aux couloirs d'altérations exploités par le creusement des ravins sous le niveau des fronts d'altération matérialisés par les mégalapiés (type Montpellier-le-Vieux), essentiellement au passage du faisceau de faille de Peyreleau-La Roque-Ste-Marguerite.

Ces secteurs sont aussi 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 pollutions.

Ces secteurs correspondent aux bordures de corrosion et pertes notoires des poljés et des dépressions endoréiques (Latour, Pradines, Vessac, Sérigas) et à certaines mégadolines ou ouvalas comblées de grésou (Brunas, Navas, Les Randals, La Combe) ou perte de vallons inondables (Servillières-Pellalergues, Garène, La Bouteille).



Modalités d'infiltration

- Infiltration concentrée rapide : pertes et points d'absorption dans les talwegs, les canaules et les bordures de corrosion
- Infiltration faible : zones de concentration des eaux en surface et sub-surface
- Infiltration diffuse contrariée : tendance à la concentration des eaux en fond de dépressions colmatées
- Infiltration diffuse : pas de concentration des eaux en surface
- \ Couloirs d'altération profondes : structures d'infiltration verticale
- Limite de décolmatage
- Réseau de drainage endoréique
- ▽ Point d'absorption ouvert lors des intempéries de 1980
- Perte ou paléo-perte
- Source

Figure 69 : Carte des modalités d'infiltration du Causse Noir

Zone de faible infiltration et de concentration des eaux en surface (Orange) :

Zones de faible infiltration en raison d'un substrat marneux ou pourvoyeur en couvertures insolubles, comme les calcaires à chailles ou les calcaires à stipites. Des secteurs présentant d'autres natures lithologiques, calcaire ou dolomitique, peuvent être inclus à ces zones de faible perméabilité en surface lorsque des couvertures suffisamment épaisses les recouvrent, notamment les couvertures de formations fluviatiles cévenoles ou d'argiles à chailles en transit dans les paléo-poljés ou dans les vallons fluviokarstiques qui affectent la surface S3 à 950 m, ainsi que les dépôts résiduels d'argiles à chailles remaniés dans les dépressions à fond sablo-argileux qui affectent la surface à 1000 m. Ces dépressions correspondent au fond des mégadolines d'un karst polygonal tronqué par la surface à S2 à 1000 m (violet). On inclut aussi à cette zone, tous les secteurs présentant un réseau hydrographique organisé en direction de

zone d'infiltration rapide (représentées en rouge), comme les zones amonts du bassin versant du Riou Sec par exemple, là aussi, quelle que soit la nature lithologique du substratum, puisque dans des conditions de moindre perméabilité, gel par exemple, ces réseaux sont destinés à concentrer les écoulements de surface.

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 ruissent lors d'événements pluvieux modérés à forts, sans doute avec un fort contrôle du manteau neigeux.

Zone d'infiltration diffuse contrariée et à concentration locale (Violet) :

Secteurs de reliefs où des formations sablo-argileuse résiduelles issues des dépôts crétacés empêtent le bas des topographies : vallons fluviokarstiques, ouvalas et mégadolines, mégadolines et dépressions de la surface S2 à 1000 m. La majeure partie des reliefs au-dessus de 950 m d'altitude, correspondant à de faibles surfaces d'impluvium à l'échelle du causse, est représentée par des affleurements du Jurassique supérieur, avec à leur base les termes du Callovo-Oxfordien. Cet étage se présente sous plusieurs faciès à l'échelle du Causse Noir : des calcaires dans les gorges du Trévezel, des calcaires marneux dans la partie centrale et nord du Causse Noir, passant vers l'ouest à des calcaires dolomitiques au-delà d'une limite nord-sud passant par Vessac. Dans le secteur à faciès callovo-oxfordien marneux, les infiltrations diffuses s'opèrent dans le Jurassique supérieur sus-jacent, sont dirigées en sub-surface en direction des points bas constitués par les culots résiduels de mégadolines recoupés par la surface S2 à 1000 m représentés en orange. A ces dépressions réceptacles du Jurassique supérieur s'ajoute le poljé de Sérigas et plusieurs autres zones inondables. On observe ainsi deux modalités d'infiltrations dans ces dépressions :

- infiltration rapide dans des pertes ou des ponors, généralement disposés en position latérale et un peu plus haut que le fond de la dépression, rappelant un ancien niveau de colmatage des dépressions concernées ;
- infiltration faible en raison du colmatage argileux de ces dépressions, souvent des argiles à chailles remaniées depuis la surface à 1000 m, permettant éventuellement l'inondation des fonds de dépressions pouvant être soumises à de puissants soutirages, comme le montrent les points d'absorption qui se sont ouverts lors des intempéries de septembre 1980 dans le secteur de la dépression colmatée par les argiles à chailles des Conques.

Zone d'infiltrations diffuses fortement tamponnées (Vert) :

Zone d'infiltration diffuse, sans drainage de surface, sur substratum majoritairement dolomique, mais parfois calcaire. Ce sont des secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité de se concentrer au préalable. Ces surfaces correspondent le plus souvent à des replats lapiazés, avec de profondes *canaules* dans les dolomies ou une forte densité de dolines dans les calcaires comme aux abords de Vessac. En l'absence de couvertures imperméables, comme des argiles à chailles ou des altérations des marnes du Callovo-Oxfordien ou issues des calcaires à stipites, toutes les précipitations qui tombent sur ces surfaces sont intégralement drainées par infiltration verticale dans le karst.

- Dans le cas des secteurs dolomitiques, on note deux comportements dans la partie ouest du Causse Noir : sur les parties du plateau en rive droite de la Dourbie, les dolomies sont décapées de leur couverture de grésou par ruissellement en direction de la vallée (chaos de Montpellier-le-Vieux et de Caoussou), mais aussi par l'intense soutirage qui vidange les *canaules* par de grands puits rejoignant directement les étages de galeries des réseaux karstiques drainés vers le fond de la vallée (Puech Nègre) ;
- vers le centre du plateau, au-delà de la zone d'érosion assurée par ce double drainage, la couverture de grésou est préservée et tamponne l'infiltration diffuse dans de nombreuses dépressions morcelées par les *canaules* et dans d'encore plus nombreuses dolines à remplissage de grésou qui filtrent l'eau en ralentissant sa vitesse d'infiltration. On remarque dans ce secteur, la présence du maar de Puech Margue qui peut jouer un rôle dans le ralentissement de cette infiltration en perturbant l'interconnectivité au sein même du réservoir

dolomitique, mais aussi à l'interface avec le réservoir sous-jacent, c'est-à-dire en perturbant le système karstique antérieur à l'explosion phréatomagmatique.

Structures d'infiltration verticale : couloirs d'altération profonde et injections volcaniques (fuchsia) :

Les réseaux de couloirs d'altération profonde, présents au sein du réservoir, sont particulièrement sollicités dès que l'érosion de surface a commencé à s'opérer dans la masse rocheuse sous les fronts de crypto-altération, par exemple sous le niveau des reliefs ruiniformes des mégalpiés dolomitiques.

Le chevelu hydrographique est dès lors contraint par les discontinuités du réservoir, calquées sur la fracturation, représentées ici par les couloirs d'altération profonde évoluant en brèches karstiques. Le réseau en baïonnette du bassin versant du Riou Sec illustre ce cas de figure. Là où l'érosion mécanique n'a pas été suffisamment en profondeur pour décaper les dolomies du Bathonien supérieur, le drainage karstique a emprunté ces drains préférentiels dans un premier temps en décolmatant l'altérite profonde (réseaux de décolmatage) et en l'évacuant par les sources, puis en soutirant les altérites de surface, en vidangeant ainsi par le fond, les nombreuses *canaules* et dolines du plateau.

En profondeur, le maillage de couloir d'altération favorise le continuum de l'aquifère et les effets de dilution. Par contre, la connexion avec la sub-surface de ce maillage et ses extensions à l'affleurement sont propice à l'introduction des polluant en profondeur, souvent directement vers la zone noyée.

Dépressions et réseau endoréiques (Pointillés bleu) :

Les **réseaux de drainage des dépressions endoréiques** correspondent à des vallons secs imprimés dans le substratum, eux-aussi creusés sous le niveau des fronts d'altération crypto-karstiques ou incisés dans les couvertures insolubles jusqu'au substratum carbonaté. Ces réseaux de drainage, les plus récents à se mettre en place dans l'organisation du drainage du plateau, ne parviennent pas à se raccorder au réseau hydrographique des vallées et se perdent dans le karst au niveau des points bas du plateau, souvent dans le fond des vallons fluviokarstiques ou dans de vastes dépressions endoréiques.

Dans le cas de la dépression de Vessac, l'infiltration est assurée par des structures verticales qui la conduise rapidement au niveau du réseau qui assure le transfert horizontal sur plusieurs centaines de mètres plus bas (Aven des Patates).

Dans le cas de la dépression des Pradines, les deux étages de circulation des eaux de l'Aven du Sotch de la Tride, montrent des paliers entre la zone d'infiltration en surface et la zone de transfert horizontal.

Dans tous les cas, on observe une concentration préalable des eaux en surface avant l'infiltration (zone orange). Cette concentration est en partie liée à des joints ou des couches stratigraphiques moins perméables, comme les calcaires marneux du Callovo-Oxfordien ou les calcaires à stipites du Bathonien inférieur, mais surtout au rôle des couvertures argileuses sur lesquelles s'installe en premier lieu le réseau de drainage. Ensuite ou concomitamment, ce drainage de surface organisé peut être exacerbé lors des périodes froides par le gel partiel des sols. Le rôle de ces ravins périglaciaires, souvent surestimé en termes d'organisation du drainage karstique, est ici indéniable comme le prouve la forte proportion de gélifracts dans toutes les dépressions du plateau, notamment à la suite de transport significatifs entre les pieds de versant et des zones de dépôt éloignées de plusieurs centaines de mètres. On en retrouve aussi assez systématiquement dans les entonnoirs des points d'absorption.

Les points de perte ou d'absorption concentrée

Plusieurs pertes sont connues dans l'axe des talwegs des vallons. Le Vallon de la Garène est exemplaire à ce titre. Le cas du vallon de Servillières-Pellalergues est plus complexe. On observe des pertes ou des paléo-pertes dans la même position, c'est-à-dire dans l'axe du vallon ou sur sa bordure proche, mais on observe aussi des paléo-pertes situées à bonne distance, comme la paléo-perte de la Borie de Gras, en limite de la zone initialement recouverte par les dépôts fluviatiles qui s'accumulaient sous forme d'un petit piémont 0 la bordure est du Poljé de Latour, c'est-à-dire bien avant l'incision du vallon de Servillières, et d'autant plus de celle de la Garène.

On observe, enfin, de véritables paléo-pertes dans les dépressions endoréiques, ce qui suggère leur ancien statut de poljé, toujours d'actualité pour le poljé de Sérigas et d'autres secteurs inondables. L'exemple le plus flagrant est celui de la grotte de Vessac. On notera que dans la plupart des cas, ces paléo-pertes ne sont pas situées au point bas des dépressions, mais légèrement au-dessus, en position latérale. Cette position surélevée suggère qu'elles ont été fonctionnelles alors que le colmatage des dépressions était plus important, ces pertes étaient alors disposées en bordure de couverture, ce qui est une position classique que l'on retrouve d'ailleurs dans plusieurs mégadolines au nord de la faille inverse de Veyreau, ainsi qu'en pied de bordure de corrosion, comme sur le site du Sotch de la Tride. Dans ces secteurs strictement endoréiques, le produit de l'érosion souvent très important n'a pu être exporté que par le karst souterrain en direction des sources de vallées.

Ces zones de couverture ou de retrait de couverture sont particulièrement affectées par les soutirages, comme le montrent les 60 points d'absorption qui se sont ouverts lors des intempéries de 1980. On observe le plus souvent sous la couche argileuse de surface, soit le substratum déstructuré, notamment dans le grésou dolomitique, soit des remplissages de type périglaciaires, comme à l'entrée de l'Aven des Lavandes, qui traduisent le caractère récurrent de ces processus d'absorption depuis des périodes relativement longues.

Enfin, les modalités d'infiltration des formations superficielles s'insèrent dans des schémas de fonctionnements hydrodynamiques à l'échelle des systèmes karstiques. En fait, on observe plusieurs types de modèles de dynamiques morphokarstiques qui contrôlent les zones de recharge des aquifères à travers les modalités d'infiltration et les types de connexion entre la surface (poljés, vallons fluviokarstiques, dolines, lapiaz) et l'endokarst (réseaux karstiques, couloirs fantômisés, aquifères temporaires perchés), jusqu'aux sources.

9. CONCLUSION

Ce travail de cartographie des formes et des formations superficielles du Causse Noir a permis de comprendre les grandes étapes de la structuration du drainage de surface mais aussi souterrain. Sur la base de ces résultats et afin de faciliter l'utilisation de ces données, une carte interprétative des modalités d'infiltration depuis la surface a été réalisée.

La cartographie des formes karstiques et des formations superficielles a permis d'établir le diagnostic karstologique du Causse Noir. A 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.

On comprend mieux désormais, l'absence des formations superficielles anciennes, bauxite, dépôts du crétacé supérieur, qui se trouve sur les causses voisins. Premièrement, le Causse Noir est affecté par des surfaces de substitution relativement basses et surtout avec des extensions importantes des générations les plus récentes. Ainsi, une tranche importante de substratum a disparu, largement sous les niveaux de dépôts les plus anciens. Cette tendance à une plus forte dénudation est exacerbée par un autre caractère majeur de l'évolution du paysage du Causse Noir, à savoir son raccordement encore partiel avec son amont versant cristallin. Ainsi, les percées hydrographiques qui ont continué à circuler à la surface du plateau plus longtemps que n'importe où ailleurs sur les Grands Causses ont contribué à l'érosion et à la redistribution des formations antérieures.

Il faut garder en mémoire que cette étude correspond à une phase identification et qu'elle demanderait des compléments et des approfondissements concernant les sujets abordés en priorité. D'un point de vue opérationnel faudrait procéder à l'établissement de cartes à une échelle plus grande, mieux adaptée à la gestion des territoires karstiques et à la prise de décision.

En effet, l'essentiel de ces résultats est destiné à caractériser la sensibilité et la vulnérabilité karstique du Causse Noir, à évaluer éventuellement les ressources en eaux et identifier le patrimoine naturel des sites karstiques du massif. Mais, ils doivent être complétés par des observations dans plusieurs domaines. Le principal de ces domaines est le milieu souterrain qui n'a été que très légèrement abordé dans cette étude grâce à la connaissance antérieurement acquise. Une étude complémentaire sur les formes et les formations souterraines s'impose pour mener ce genre d'étude à terme, qui font particulière défaut compte tenu de l'exceptionnel patrimoine souterrain du Causse Noir à propos duquel on se contentera de citer l'Aven Noir.

D'autres sujets d'ordre scientifique demandent des études plus poussées. On pense notamment aux problématiques de datation des remplissages karstiques et à l'étude des processus d'incision des vallées. Ces thèmes sont abordés depuis longtemps dans la vallée du Tarn, mais ils bénéficient depuis peu d'innovations techniques qui permettraient de réviser ou d'affiner les résultats obtenus dans le passé. Les derniers résultats concluants dans les vallées de la Jonte et du Tarn restent encore à être replacer dans leur contexte géologique et géomorphologique. Evidemment, comme pour l'étude de l'endokarst, le canyon du Trévezel est un des enjeux majeurs de cette problématique.

Enfin, un grand nombre de déterminations réalisées lors de ce travail mériterait, d'ors et déjà, des analyses minéralogiques ou géochimiques afin de les confirmer. Plusieurs de ces analyses pourraient révéler des observations de première main ou compléter utilement la connaissance géologique des karsts caussenards, on pense ici à la

détermination faunistique des grès du Crétacé et des laminites intra-bréchiques, ou encore à l'analyse des ciments des brèches d'altération, ainsi qu'à l'étude d'un nouveau maar à étudier.

Pour en revenir au cœur de l'étude hydrogéologique du Causse Noir, ces résultats et leurs apports en termes de vulnérabilité des eaux d'infiltration et de la ressource ouvrent des perspectives sur les approches karstologiques intégrées qui peuvent prendre en compte les données de l'endokarst et des zones capacitives (fantômes, brèches karstiques, altérites) et le contrôle hydrodynamique des niveaux de base au cours de la structuration des aquifères karstiques.

Par ailleurs, l'aspect novateur d'une partie de ces résultats, tant en ce qui concerne l'extension de la zone d'étude dont une grande partie n'a fait l'objet que de très rares investigations, qu'en ce qui concerne les phénomènes karstiques et la méthodologie d'investigation mise en œuvre, mettent en évidence la nécessité de réviser les données acquises ailleurs et de passer à une synthèse sur les Grands Causses.

10. BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J.P. (1981). Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée Occidentale. – Thèse Sc. Montpellier II, 203 p.

ALABOUVETTE B. (1988). Carte géologique de la France et notice associée, feuille de Le Caylar à 1/50.000. *Edition BRGM Feuille n°962*.

ALABOUVETTE B., AZEMA C., BODEUR Y. et DEBRAND-PASSART S. (1984). Le Crétacé supérieur des Causses (s.l.). – Géologie de la France, n° 1-2, pp. 67-73.

ALLEGRE C., DOUSSAINT L., MECHLER P. et PROUST F. (1964). Contribution à l'étude séismologique du volcanisme de l'Hérault et des Causses. – B. S. G. F., pp 113-116.

ANDRE D. (1994). Effets des pluies exceptionnelles des 20 et 21 septembre 1980 sur les karsts des Grands Causses (Larzac, Méjean, Noir). In "Spéléologie et Sécurité", Spelunca Mémoire n°18, Actes du Symposium Spéléologie et Sécurité, tenu à Carpentras les 2-3-4 juin 1990, XVIIIème Congrès National de Spéléologie de la Fédération Française de Spéléologie, p.199-212.

ANDRE D., (Inédit). Grands Causses des Ténèbres. Somme recueillant plus de quarante ans d'étude spéléologique des Grands Causses. Données disponibles auprès de l'auteur.

AMBERT P., (1979). Recherches de géomorphologie karstique en Languedoc et en Provence. Le Causse de Guilhaumard (Grands Causses). *C.E.R.G.H. Mémoire n°20 Travaux E.R.A. 282, 1979, n°8*.

AMBERT P. (1995). L'évolution géomorphologique des Grands causses méridionaux depuis le néogène. *Géologie de la France n°4, 1995, p. 37-50.*

AMBERT P. (1982). Le Causse de Guilhaumard, Recherches Géomorphologiques, (carte à 1/25 000^e). – *Mém. Et Doc. du CNRS, Phénomènes Karstiques III*, pp. 17-32.

AMBERT P., (1984). La région de Millau (Grands Causses). *Méditerranée, troisième série, Tome 52, 3-1984, pp. 43-56*

AMBERT P. (1989). L'abri des Canalettes (Nant, Aveyron) : Présentation géomorphologique. – *Travaux UA 903 du CNRS, n° XXVIII*, pp. 35-51.

AMBERT P. (1990). L'évolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. Carte géom. 1/25 000^e de Millau HT. – *Zeitsch. Für Geom.*, Karst-Atlas, Suppl. Band 77, pp. 1-24.

AMBERT P. (1994). L'évolution du Languedoc Central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien). – *Document n°232 du BRGM*, Orléans, 210 p. + 3 cartes géomorphologiques en couleur H.T.

AMBERT M. et AMBERT P. (1992). Grands Causses dolomitic kluftkarren : Neogenr Morphogenesis and Quaternary evolution. – *Second international Conference on Geomorphology*, Frankfurt/Main, September 1989, Zeitsch. für Geom., Band 85, pp. 73-87.

AMBERT M. et 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*, n°4, 1995, pp. 37-50.

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

AMBERT M. et AMBERT P. (1995). Evolution morphogénétique des plateaux et canyons des Grands Causses méridionaux. – *Grands Causses, nouveaux enjeux, nouveaux regards, Causses et Cévennes*, Millau, pp. 55-74.

AMBERT M., AMBERT P., COULET E., FABRE G., GUENDON J.L., NICOD J. et ORENGO C. (1978). Le Causse de Blandas et les gorges de la Vis : étude géomorphologique. – *Travaux ERA 282*, n°7, Aix-en-Provence, 52 p.

AMBERT P., AMBERT M. et BRUXELLES L. (1997). L'évolution des gorges des Causses : étude géomorphologique. – in : *L'homme qui voyageait au fond des gouffres*, Actes du colloque Martel, Mende, pp. 195-208.

AMBERT P., BOVEN A., LEROY S, LÖVLIE R. et SERET G. (1991). Révision chrono-stratigraphique de la séquence paléobotanique de Bernasso (Escandorgue, Midi de la France). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, pp. 413-419

AMBERT P., MARTIN Ph., GUENDON J-L (1994). Le canyon de la Dourbie et le karst de la source de l'Esperelle (Aveyron, France). *Etude de Géographie Physique*, n°XXIII.

AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIE M. et BOYER F., COMBES P.J. coll. (1977). Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne (ESSAI DE SYNTH7SE). *Bulletin du BRGM, section II*, n°3, 1977, pp. 139-181, 3 fig., 2 tabl., 1 carte h.-t.

AUDRA Ph. & PALMER A.N., 2015 – Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*, 44 (3), doi: 10.3986/ac.v44i3.1960.

BALL E. (1973). Etude tectonique et microtectonique d'une région peu plissée en bordure de la faille des Cévennes : Causse de saint-Guilhem-le-Désert. *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier 2*.

BARBARAND, J., LUCAZEAU F., PAGEL M. and SERANNE M., 2001 - Burial and exhumation history of the south-eastern Massif central (France) constrained by apatite fission-traxk thermochronology. *Tectonophysics*: 275-290.

BAULIG H. (1928). Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne, étude géomorphologique. *Armand Colin, Paris*, 592 p.

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

BOGDANOFF S., DONNOT M., et ELLENBERGER F. (1984). Notice explicative de la feuille Bédarieux à 1/50000°. – *Carte géologique de la France n° 988*, B.R.G.M. ed., Orléans, 105 p.

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.

BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.-L. et TRONCHETTI G., 1999 – Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Ia* 329 (1999) 705-712.

BRUXELLES L. (2001). Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. Thèse 3^{ème}, Université de Provence. - Document du BRGM, n°304, Orléans, 2004. - 266 p. + 5 cartes couleur.

BRUXELLES L. (2002 a). - Dépôts et formations superficielles du Larzac central : Rôle morphologique et intérêt pour la reconstitution des paléo-paysages. – *Karstologia*, n°38, pp. 15-28.

BRUXELLES L. (2002b). Ghost structures in the Bajocian limestones of the Causse du Larzac (France). – *Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting*, Leuven, 11-15 septembre 2002, Aardk. Mededel., 2002, 12, 149-152.

BRUXELLES L. (2003). La doline du Luc Bas (Campestre-et-Luc, Gard) : Témoin des paléoaltérations successives des grands causses et de leur morphogenèse. Congrès de l'Association des Sédimentologistes Français, Bordeaux, p.45-46

BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.L. et TRONCHETTI G. (1999). Les affleurements de Crétacé Supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C. R. de l'Acad. Sci., Paris, t. 329, n°10*, pp. 705-712.

BRUXELLES L., AMBERT P. et GUENDON J.L. (1999). Altération et karstification sous couverture : le rôle morphologique de certaines formations superficielles du Causse de l'Hospitalet (Larzac, Aveyron). – In : Livret-guide des excursions, Colloque Karst-99, *Cahiers Savoisiens de Géographie*, n° 1, pp 39-53.

BRUXELLES L. et BRUXELLES S. (2003). La chasse aux fantômes dans les Grands Causses. Utilisation d'un nouveau concept de spéléogenèse dans la recherche de cavités – *Spelunca*, 88, p. 14-20.

BRUXELLES L. et BRUXELLES S. (2004). Le concept de fantômerisation à partir de quelques exemples caussenards. Application à la recherche de cavités dans les Cévennes gardoises, Annales du XI^{ème} Rassemblement des spéléologues caussenards, Millau (Aveyron), 2004, p. 43-52.

BRUXELLES L. et CAMUS H. (2010). Géodynamique et évolution géomorphologique des Grands Causses. In *Audra Ph. (Dir.) – Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires, n°19, 360 p. Association Française de Karstologie*. pp. 312-313.

BRUXELLES L. et CAMUS H. (2010). Crypto-altération et karstification dans les Grands Causses. In *Audra Ph. (Dir.) – Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires, n°19, 360 p. Association Française de Karstologie.* pp. 314-315.

BRUXELLES L. et CAMUS H. (2014). Grotte de Lascaux. Formes et formations de surface et de sub-surface. Montignac, Dordogne. *Rapport d'étude, Comité Scientifique de la grotte de Lascaux et DRAC Aquitaine.*

BRUXELLES L., SIMON-COINÇON R. (2003). Nouvelles données sur la transgression crétacée dans les Grands Causses et en Aquitaine orientale. – Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale, 6-7 novembre 2004, Paris. Livre des résumés, 3 p.

BRUXELLES L., SIMON-COINÇON R., GUENDON J.-L. et AMBERT P. (2007). Formes et formations superficielles de la partie ouest du Causse de Sauveterre (Grands Causses, Aveyron et Lozère), *Karstologia, n°49, 2007,* p. 1-14.

BRUXELLES L. et TRONCHETTI G. (2002). New evidences of Upper Cretaceous deposits in the southern Grands Causses (S France): palaeogeographical consequences. – *Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, Leuven, 11-15 septembre 2002, Aardk. Mededel., 2002, 12, 31-34.*

CADILLON M. (1970). Les sols du Causse du Larzac. – Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier, 219 p.

CALS D. (1978). Les terres rouges des Causse Noir et Méjean. – Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Provence-Marseille.

CALS D., PREVER-LOIRI R. et ROUSSET Cl. (1980). Les terres rouges des Grands Causses du Massif Central (France). – *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phy, vol. 22, fasc. 4-5, pp. 343-356.*

CAMUS H. (1999). L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sud-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). *Excursion 3 du 12 septembre 1999.*

CAMUS H. (2001). Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. BSGF, n° 172, 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. (2010). Causses méditerranéens : structuration du karst profond et creusement des vallées. In *Audra Ph. (Dir.) – Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires, n°19, 360 p. Association Française de Karstologie.* pp.308-309.

CAMUS H. (2010). L'aven de la Leicasse, un modèle de spéléogenèse des causses méridionaux. In *Audra Ph. (Dir.) – Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires, n°19, 360 p. Association Française de Karstologie.* pp. 310-311

CAMUS H. (2012). Diagnostic karstologique du site de Rognès, Molières-et-Cavaillac, Gard. *Rapport CENOTE N-2012-05.*

CAMUS H. (2018). Diagnostic karstologique du Causse Méjean. Rapport PROTEE PRO-2018-01. In Husson et al., *Etude géomorphologique et karstologique du Causse Méjean, BRGM-PNC, 2018.*

CAMUS H. et LEVENEUR D. (2011). Description des phénomènes karstiques dans les massifs de périclases de Nouvelle-Calédonie. MICA-Environnement - Le NICKEL-SLN - Rn11-120.

CAMUS H. et LEVENEUR D. (2012). Diagnostic hydrogéologique des fosses d'exploitation Grand Saint Pierre, Clémence et Carrière 3. MICA-Environnement - Le NICKEL-SLN - Rn12-026.

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'autochtonie. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 274, pp.1613-1616.

COMBES P.J. (1984). Regards sur la géologie des bauxites ; aspects récents sur la genèse de quelques gisements à substratum carbonaté. – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1, pp. 251-274.

COMBES P.J. (1990). Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodinamica Acta*, Paris, t. 4, n° 2, pp. 91-109.

COMITE SCIENTIFIQUE DE LA FEDERATION FRANCAISE DE SPELEOLOGIE – Coll. BIGOT J.-Y., CAMUS H., CAZES G., GAUCHON Ch., JAILLET S. et TSCHERTER Ch. (2006). Compte rendu de la visite des nouveaux réseaux de l'Aven Noir : Evaluation scientifique et patrimoniale. 15 mars 2006

CORBEL J. (1954). Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses. *Rev. Géo. Lyon*, 29, n°4, pp. 287-315.

COULET E. (1962). Morphologie des Grands-Causses. – *Bull. Soc. Lang. Géog.*, t. 33, I-2, pp. I-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.

DANDURAND, G. (2011). Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rocheoucauld) : spéléogenèse par fantômerisation, archives pléistocènes et holocènes, rôle de l'effet de site - *Thèse de géographie physique*, Univ. Bordeaux 3.

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.

DEMANGEON P. (1959). Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire. – *Thèse Sc. Montpellier, Nat. Monsp.* n°5, Montpellier Géol., 397 p.

DORIA B. (1986). Le Causse Noir et les canyons bordiers. Etude hydrogéomorphologique. Thèse 3^{ème} Cycle, Aix-Marseille 2.

DORIA B. (1986). Les karsts à amont cristallin. Le cas du causse Noir. In *Travaux 1986 n°XV, Réflexions sur les géosystèmes karstiques, Bilans et Perspectives, CNRS, Unité Associée (U.A.) n°903, Karsts et Géosystèmes Karstiques dans les Domaines Méditerranéens et Alpins*, p.31-36.

DUBOIS P., (1985). Notes karstologiques sur les Grands Causses. *Bulletin de la société languedocienne de géographie t.19, fascicule 34.*

ENJALBERT H. (1967). La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et tropicaux, Phénomènes karstiques I, *Mém. et Doc. du CNRS*, pp. 295-327.

FENEILON P., (1971). Compte-rendu de Colloque International de karstologie dans les Causses du Languedoc, du Rouergue, du Quercy et du Périgord. *Comité National de Géographie, Actes du Colloque International de Karstologie et de spéléologie, 21-25 août 1971*, pp. 1-28.

GASTAUD J., CAMPREDON R., FERAUD G., (1983). Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. Geol. France. t. XXV, n°5, pp. 787-746.*

GASTAUD J. (1981). Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc. Géochronologie et relations avec les paléocontraintes. – Thèse 3^e Cycle, Sc., Nice, 80 p.

GASTAUD J., CAMPREDON R. et FERAUD G. (1983). Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. – *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 25, n° 5, pp. 737-746.

GEZE B., (1954). Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (France).

GEZE., (1980). Les venues volcaniques de St Sauveur et de St Michel (commune de Nant, Aveyron). *Bull. BRGM (2), 1, 3.*

GILLOT P. Y. (1974). Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du Bas-Languedoc. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris-Sud (Orsay), 99 p. + 32 pl.

GHRISTI C., BERGER E. et BROUSSE R. (1985). La province volcanique des Causses-Bas Languedoc : âges, guides structuraux, morphologie et magmatisme. – *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, t. 19, fasc. 3-4, Montpellier, pp.181-195.

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, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, n° 108, pp. 85-92.

HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL P. R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, vol. 235, pp. 1156-1166.

HUSSON E., Séranne M., Combes J.-J., Camus H., Peybernès B., Fondecave-Wallez M.-J. et Melinte-Dobrinescu M.C. (2012). Marine karstic infilling: evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France).

HUSSON E. (2013). Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. *Thèse de l'Université Montpellier 2*, 316 p.

JAILLET S. (2000). Le karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-Fonctionnement-Evolution. *Thèse de 3ème cycle*, Bordeaux 3.

KHODAYAR M., DE GOER DE HERVE A., BOLZE J., LAROUZIERE F-D., (1989) Importance des phénomènes hydromagmatiques dans les phases initiales du volcanisme de l'Escandorgue (Hérault). *C.R. Acad. Sci. Paris, t 308, Série II*, p 1605-1611.

LARUE J.-P. (2007). Incision fluviatile et tectonique dans la Montagne Noire (sud du Massif Central français). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 61, n°2-3, pp. 145-164.

LEHMANN H. (1970). Über "Verzauberte Städte" (ciudades encantadas, villes de rocher) und ähnliche "Naturspiele" in Carbonatgesteinen Südwest Europas. – *Universität Frankfurt/Main*, Band 8, N. R. 2, pp. 7-24.

LOOKS R.G. (1999). Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications.

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

MALCLES O. (2017). Morphogenèse récente de la marge cévenole. Nouveaux apports quantitatifs. Master 2, Géosciences Montpellier.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G. et BIGOT J.-Y. (2006). Réponse de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 177, pp. 27-36.

NAHON D. (1971). Genèse et évolution des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès : exemple du massif de N'Dias (Sénégal oriental). – *Bull. Serv. Cart. géol. Alsace-Lorraine*. t. 24, pp. 219-241.

NICOD J. (1972). – Pays et paysages du calcaire. – P.U.F., Paris, "le géographe", n° 7, 244 p.

NICOD J. (1975). – Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens, *Bull. Assos. Géog. Fr.*, n° 428, pp. 284-297.

NICOD J. (1977). – Lapiès couverts, modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique. – *Abh. Zur Karst und Höhlenkunde*, 15, pp. 101-121.

PALOC H., (1972). Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses. *Feuille n°2 de la carte hydrogéologique du Languedoc-Roussillon à l'échelle du 1/200 000. BRGM*

PARRON C. (1975). – Contribution à l'étude des paléoaltérations des grès du Crétacé Supérieur du Gard (de Pont-Saint-Esprit à Uzès). Thèse 3^{ème} cycle, Université de Provence, Marseille, 103 p.

PNRGC (2011). Excursions Grands Causses. Livret-Guide. JOURNÉES AFK / AGSO / CFH-AIH. 17-18-19 juin 2011. 65 p.

PEYBERNES B., CISZACK R., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., COMBES P.-J., CAMUS H. et SERANNE 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, Université de Provence, 146 p.

QUINIF Y. (1999). Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. – Actes du colloque européen Karst-99, pp. 159-164.

QUINIF Y., VANDYCKE S. et VERGARI A. (1997). Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). – *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, n° 4, pp. 463-472.

QUINIF Y. et BRUXELLES L. (2011). L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification - *Géomorphologie*, 2011, n°4, p. 349-358.

RICARD J., BAKALOWICZ M., (1996). Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional en vue de l'établissement des périmètres de protection (Aveyron). *Rapport BRGM R38953*, 94 p., 200 annexes, 12 pl. ht.

ROUIRE J. ROUSSET C. (1971). Réflexions sur les relations entre le karst de surface et le karst profond établies sur quelques exemples. In : *Bull. Assoc. Géographes français*, n° 389-390, 48^{ème} année, mai-juin 1971, pp. 277-282

ROUSSET C. (1970). Note préliminaire sur les terra rossa des Grands Causses (Massif Central, France). – *Act. Du 95^{ème} Cong. Nat. Soc. Sav. Sci.*, t. 1, pp. 227-237.

SCHWARZ H., (1971). L'influence de la tectonique et de la structure des roches sur les reliefs des Grands Causses. *Actes du colloque international de karstologie et de spéléologie 21-25 aout.*

SERANNE M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In *Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Bull. Geol. London, Spec. Public. 156*, pp. 15-36.

SERANNE M., CAMUS C., LUCAZEAU F., BARBARAND J., QUINIF Y., (2002). Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France*, 2002, t. 173, n°2, pp. 97-112.

THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNS R., THEVENIAUT H., SIMON-COINCON R., MOREAU M.G., GIOT D., DUPUIS C., BRUXELLES L., BARBARAND L. & BAELE J.M. (2004). La France et la Belgique continentales au Crétacé

inférieur : paléoaltérations et paléotopographies. Colloque de Paléogéographie, 8 et 9 Mars, 2004, Académie des Sciences, Paris, Livre des résumés 2p.

THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNNS R., THEVENIAUT R., SIMON-COINÇON R., MOREAU M.G., GIOT D., DUPUIS J., BRUXELLES L., BARBARAND J. & BAELE J.M. (2006). La France et la Belgique continentales au Crétacé inférieur : paléoaltérations et paléotopographies. – Bull. Soc. géol. France, t.177, n°3, p. 155-175.

VANARA N. (1990). Etude géomorphologique du bassin-versant de la Jonte. Massif central français. Mémoire de maîtrise, Univ-Paris IV-Sorbonne. 151 p.

VANARA N. (1997). Le cours karstique de la jonte, délimitation du bassin d'alimentation et étude hydrodynamique. In l'Année Martel, pp. 209-232.

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

VERGARI A. et QUINIF Y. (1997). Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). – *Geodinamica Acta*, 10, 4, pp. 175-187.

WELCOME J. L. (1993). Le proboscidien du Mazet et les faunes de vertébrés continentaux du Burdigalien de la basse-vallée de l'Hérault (Languedoc, sud de la France). – Diplôme EPEHE, Sciences, Montpellier, 105 p.

WIENIN M. (1986). L'Espérou : une capture de la Dourbie par l'Hérault. Bulletin de la Société d'Etudes des Sciences Naturelles de Nîmes. Années 1981-1986, t. 57. La Roche-sur-Yon, juin 2015.

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.

WYNNS 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, pp. 23-27.

Rapports GEOTER

GTR/IPSN/0199-97 : Cartographie et analyse du fonctionnement exo et endokarstique de la partie occidentale du causse du Larzac et de ses Avants-Causses.

ANNEXES A1 ET A3 ET LISTE DES FIGURES

ANNEXE 1 : Carte des formations superficielles du Causse Noir au 1/100 000

ANNEXE 2 : Carte des morphologies du Causse Noir au 1/100 000

ANNEXE 3 : *Carte interprétative des modalités d'infiltration au 1/100 000*

ATLAS DES CARTE A 1/100 000 AU FORMAT A3 :

Figure 1-A3 : Zones et lieux-dits utilisés dans ce rapport

Figure 2-A3 : Carte lithostructurale du Causse Noir

Figure 3-A3 : Carte hypsométrique du Causse Noir

Figure 4-A3 : Carte des surfaces du Causse Noir

Figure 5-A3 : Carte des formations superficielles et des couvertures karstiques du Causse Noir

Figure 6-A3 : Carte de formes karstiques et des paléosurfaces du Causse Noir

Figure 7-A3 : Cartes des modalités d'infiltration du Causse Noir

LISTE DES FIGURES :

Figure 1 : Positionnement du Causse Noir au sein du PNRGC et situation des études hydrogéologiques antérieures.	11
Figure 2 : Zone d'étude et toponymie et lieux-dits utilisés dans ce rapport.....	12
Figure 3 : Localisation de la zone d'étude au sein des grands ensembles géologiques.	14
Figure 4 : Log stratigraphique du bassin des Grands Causses.....	14
<i>Figure 5 : Hypsométrie du Causse Noir et du Causse Bégon en courbes de niveau en haut ; en bas, images obtenues par traitement du MNT en modèles de pente ombrées et en niveaux de couleur hypsométrique (figure 3-A3 atlas).....</i>	23
<i>Figure 6 : Carte de répartition des affleurements reconnus de Crétacé supérieur en 2001 (Bruxelles, 2001). A cette époque, les dépôts du Causse de Sauveterre et du Causse de Séverac n'ont pas été encore découverts.</i>	28
Figure 7 : A gauche, remplissage intra-karstique de laminites à microfaune et nanoflore d'âge paléocène, Causse de Campestre, (à gauche, Peybernès et al., 2003) et cliché correspondant (H. Camus). A droite, extension de la mer interne paléocène du sillon pyrénéen sous forme de bras de mer dans le bassin des Grands Causses (Combes et al., 2007) et report sur image satellite (Séranne, 2004).	32
Figure 8 : Fantômatisation du Bajocien de la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 2001).....	34
Figure 9 : 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 (Vergari 1998, in Quinif, 2010).	35
Figure 10 : Plan schématique d'un pseudo-endokarst (Bruxelles, 2001).	36
Figure 11 : Développement de l'altération en sub-surface, crypto-lapiaz et crypto-doline (à gauche) et développement en profondeur le long des discontinuités lithostructurales, souvent sous forme de couloirs et de pseudo-endokarsts (Quinif, 2010).	37
Figure 12 : Couloir d'altération, tranchée de verdure verticale, télescopé par un front de crypto-altération souligné par un mégalapiaz ruiniforme en voie d'exhumation sur la bordure sud du Causse de l'Hospitalet (cliché H. Camus).	38
Figure 13 : Mégalapiés ruiniformes dans la canaule du Sotch de la Tride (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 corniches du Causse Noir, comme dans le canyon de la Jonte (cliché de droite).	39
Figure 14 : Rajols ou rajals, ici sous forme de butte sur le site de Roques Altès.	40
Figure 15 : Coupe synthétique des travertins de Millau (d'après Ambert, 1991).	42
Figure 16 : Eléments de datation du creusement du canyon du Tarn (modifié d'après Ambert, 1991) :	44
Figure 17 : 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). 50	50
Figure 18 : Paléokarsts à faciès d'aramonites de l'Aven Noir et du canyon de la Dourbie.	53
<i>Figure 19 : Carte de répartition des formations issues des dépôts crétacés et de leur remaniement dans des paléokarsts.</i>	55
Figure 20 : Grès à ciment calcaire retrouvés dans le bassin versant amont de la Garène ; ces blocs à patine ferrugineuse se distinguent des formations gréseuses arkoziques du Trias (cliché de gauche). Grès à ciment ferrugineux retrouvé dans les dolines des Pradasses et près d'Espinassous au sud-est du Causse Noir (cliché de droite).	56
Figure 21 : Encroûtements carbonatés de la Croix de Montfraysse, sous forme de calcite plus ou moins amorphe sur un substratum dolomitique (à gauche) ; brèches de crypto-altération du Puech Canis associée à des débris de croûtes carbonatées (à droite).	57
Figure 22 : Comparaison entre des blocs de grès crétacé à ciment calcaire, à ciment ferrugineux et à enduits d'hématite (à gauche) et des éléments de cuirasse rubanée et à nodules ferrugineux en formation (sidérolithique). Certains blocs de grès sont recouverts sur une ou plusieurs faces d'un enduit d'hématite indiquant qu'ils ont subi une altération secondaire par latérisation.	58
<i>Figure 23 : Brèches d'altération et de tassement-effondrement contenues dans un couloir proche du Maynial dans le canyon de la Jonte (à gauche) et brèches à laminites et à minéralisations du Valat Nègre (à droite).</i>	60
<i>Figure 24 : Laminites oxydées et déformées au sein des brèches d'altération du Valat Nègre (à gauche) et paléokarst à laminites au sein de la dolomie fantômisée, D29 au droit de Montaigu (à droite).</i>	61
<i>Figure 25 : A gauche, chaîles altérée mélangée avec des alluvions allochtones, des grès et des éléments de cuirasse sur le col séparant le vallon de la Garenne et le vallon de Servillières-Pellalergues ; à droite, vastes étendues d'argiles à chaîles cultivée entre le col de Pierre Plantée et le Causse Bégon.</i>	63
<i>Figure 26 : Carte de répartition des argiles à chaîles et des fragments de chaîles épars.</i>	64
Figure 27 : Grésou clair (à gauche) exploité dans une sablière sous le mur des altérites dans une canaule et grésou rouge (à droite) signalant la proximité du front de crypto-altération (lessivage).	67
Figure 28 : Carte de répartition du grésou dolomitique ; le grésou clair signale l'altération relativement profonde des dolomies et le grésou rubéfié signale la proximité d'un front lessivage constitutif dominant d'une couverture de crypto-altération.	68
Figure 29 : Granite à dents de cheval retrouver dans les alluvions allochtones du pléo-poljé de Pradines, près de La Foulquarié (à gauche) ; matériel fluviatile allochtone piégé dans une poche karstique dans le plancher du petit paléo-poljé de Puech Nègre, Forêt domaniale de Caoussous (à droite).	70
Figure 30 : Carte de répartition des apports fluviatiles allochtones (galets de roches paléozoïques et mésozoïques). 71	71

<i>Figure 31 : Coupe synthétique à travers le Causse de Campestre. Elle met en rapport les différentes formations superficielles et les grands traits de la morphologie, pédiments et incisions fluviatiles.....</i>	72
<i>Figure 32 : Affleurement de basalte prismatique limité par un red parting au nord du Maar du Puech Margue (à gauche) ; faciès de lapillis phréatomagmatiques du maar du Puech Margue constituant un vaste affleurement annulaire autour des intrusions de basalte et d'une zone de brèche en position centrale (à droite).....</i>	74
<i>Figure 33 : Contexte structural du maar du Puech Margue. Carte du maar du Puech Margue (en haut, à gauche) ; Carte de localisation du maar sur le Causse Noir et tracé de la coupe géologique ; Cadre géologique du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc, modifiée d'après Ghristi et al. (1985) ; Coupe géologique NNE/SSW passant par le maar du Puech Margue, modifié d'après document GEOTER (2018).</i>	76
<i>Figure 34 : Entonnoir de soutirage recoupé par l'ouverture de l'entrée de l'Aven des Lavandes montrant un remplissage gélifract calcaires ; cette cavité s'ouvre dans les dolomies. Un des nombreux soutirages de la Cardoulière réactivés dans d'anciennes structures de soutirage remplies de matériel périglaciaire et d'argiles à chailles à la base.</i>	79
<i>Figure 35 : Talus de grès périglaciaire dans le canyon de la Dourbie (à gauche) ; cône de déjection du ravin de la Bouteille bouleversé par les écoulements torrentiels des intempéries de 1980 (à droite).</i>	80
<i>Figure 36 : Carte de répartition des glissements de terrain et des brèches d'écroulement dans les canyons bordiers.</i>	81
<i>Figure 37 : Coupe NS du Causse noir au Causse Campestre montrant la géométrie des dépôts du Crétacé sup. et de la Surface Fondamentale des Causses</i>	84
<i>Figure 38 : Karst polygonal tronqué par la surface à 1000 m, évoluant en karst à buttes et mégadolines.</i>	85
<i>Figure 39 : Coupe E-W illustrant les correspondances de l'étagement des paléo-surfaces du Causse Méjean (en haut) et du Causse Noir (en bas), les différents niveaux s'étendent largement dans d'autres directions en nivellant les failles.....</i>	87
<i>Figure 40 : Carte des paléo-surfaces du Causse Noir</i>	89
<i>Figure 41 : Surface S3 à 950 m et son abondante couverture entre la butte de Marlavagnes et le Serre Cabrié</i>	91
<i>Figure 42 : Principe d'évolution des bordures de corrosion en fonction de l'emboîtement de planchers successifs</i>	92
<i>Figure 43 : Reconstitution du transit des argiles à chailles qui alimentait le paléo-poljé du Causse Bégon.....</i>	93
<i>Figure 44 : Poljés et paléo-poljés du Causse Noir.</i>	94
<i>Figure 45 : Poljé de contact de Latour vu des hauteurs du Serre de Pied de la Bégude en direction du massif cévenol pourvoyeur en argiles à chailles et surtout en alluvions quartzeuses. Aujourd'hui ce poljé est déconnecté de cet amont cristallin.</i>	95
<i>Figure 46 : Paléo-poljé de Pradines, 850 m, vu du sud. L'incision du canyon de la Garène tranche le plancher horizontal mis en culture, avec en arrière-plan, la bordure de corrosion qui sépare le poljé de Pradines et le paléo-poljé de Latour.</i>	97
<i>Figure 47 : Sot de Combe Plane, mégadoline colmatée par des argiles à chailles surcreusée dans le plancher du paléopoljé du causse Bégon.....</i>	102
<i>Figure 48 : Les vallons fluviokarstiques du Causse Noir.....</i>	104
<i>Figure 49 : Vallon fluviokarstique de Vessac. Ce vallon est incisé en contrebas de la surface à 950 m parsemée de crypto-doline à remplissage d'argiles et de sables issus de l'altération des grès crétacés emballant des dragées de quartz sidérolitiques et des chailles éparses.....</i>	106
<i>Figure 50 : Vallon allochtone de Servillières-Pellalergues et ses alluvions cévenoles (à gauche) ; Vallon endoréique de Sarraliès colmaté d'argiles à chailles (à droite).</i>	108
<i>Figure 51 : Typologie et répartition des dolines à la surface du Causse Noir</i>	111
<i>Figure 52 : Indices d'altération des crypto-dolines associées à des paléokarsts recoupées par la surface d'aplanissement sommitale S2 à 1000 m et la surface S3 à 950 m. A gauche, doline creuse au pied de l'escarpement de dolomies bathoniennes de Peyrefioc faisant partie d'un ensemble de plusieurs dolines crypto-corrosion sous couverture d'argiles à chailles. A droite, plancher stalagmitique soulignant le bord d'une doline cultivée proche du sommet du Suqual sur le Causse Bégon. Ce sommet correspond à la surface S3.</i>	112
<i>Figure 53 : Doline à remplissage de grésou évidée en canaule dans le Sotch de la Tride (à gauche) ; doline en baquet caractéristique du champ de dolines du trottoir de corrosion à 850 m du paléo-poljé de Vessac.....</i>	114
<i>Figure 54 : Morphologie de couloir karstique de l'Aven des Patates calée sur une tranche de niveaux de base entre 575-675 m NGF</i>	121
<i>Figure 55 : Organisation spatiale des couloirs d'altération et vallons fluviokarstiques en baïonnettes</i>	123
<i>Figure 56 : Soutirage ouvert lors des intempéries de 1980 (à gauche) et ravin de la Bouteille décapé jusqu'au substratum montrant l'importance des traces d'écoulements torrentiels lors des intempéries de 1980. Clichés fournis par D. André.....</i>	125
<i>Figure 57 : Cartes de désordres hydrosédimentaires apparus lors des intempéries de septembre 1980 (modifié d'après Doria, 1986)</i>	129
<i>Figure 58 : Carte litho-structurale simplifiée du Causse Noir (figure 2-A3 atlas).</i>	132
<i>Figure 59 : Carte de synthèse des formations superficielles constituant les couvertures karstiques du Causse Noir.</i>	136
<i>Figure 60 : Carte de synthèse des formes karstiques du Causse Noir</i>	140
<i>Figure 61 : Etats de surface des bassins d'alimentation, recharge et traçages</i>	152
<i>Figure 62 : Organisation du drainage souterrain et types de réseaux karstiques</i>	159
<i>Figure 63 : Alimentation binaire du Causse de Canayère. Aux apports de surface s'ajoutent sans doute des alimentations par les filons drainant type Villemagne.</i>	160
<i>Figure 64 : Chemins de drainages entre la surface et les réseaux du système de Moulin de Corp.....</i>	162
<i>Figure 65 : Principe de connexion de boules de recouplement de l'Aven Noir (d'après Jaillet, 2006)</i>	163

Figure 66 : Modèle de boucles de méandre de recouplement souterrain de l'Aven Noir correspondant à des captures en condition d'aggradation	164
Figure 67 : Réseaux de décolmatage de couloirs d'altération du Puech Nègre	165
Figure 68 : Relation entre la position théorique d'un niveau d'aggradation fluviatile à 500 m les marqueurs d'évolution des vallées : Travertins du Plateau de France, Brèches d'écroulement, niveaux de galeries (Puech Nègre, A. des Patates, Aven Noir).....	168
Figure 69 : Carte des modalités d'infiltration du Causse Noir	171