

Modèle karstique et comportement hydrologique des calcaires primaires dans le sud du Massif Central

par Michel Favory* et François Gazelle**

A l'occasion des recherches morpho-hydrologiques sur les milieux karstiques du sud du Massif Central, ce sont presque toujours les Grands Causses qui ont retenu l'attention; nombreuses sont les études sur le haut bassin du Tarn et sur le Larzac. Ce n'est que justice, pourrait-on dire, puisque les Grands Causses établis sur les calcaires d'âge secondaire couvrent de vastes étendues, présentent de très belles formes karstiques et influencent largement le régime des eaux qui en sont issues. Les secteurs que nous envisageons sont moins « grandioses » et moins connus : les calcaires d'âge primaire sont limités à de petits affleurements; ils sont morcelés, et leur empreinte dans le paysage du sud du Massif Central s'avère souvent des plus discrètes. C'est ainsi, peut-être, qu'ils ont été laissés de côté par les grandes études régionales ou thématiques, qui n'ont abordé le sujet que d'une façon marginale ou fractionnaire (1). Toutefois, d'autres recherches de B. Gèze, de 1939 à 1974, ont été plus systématiquement tournées vers ce thème et cette région, notamment la Montagne Noire orientale (2). De plus, les spéléologues locaux y travaillent depuis longtemps (3); leurs découvertes ont efficacement contribué à la connaissance des phénomènes qui nous intéressent.

* Professeur agrégé de géographie au Collège Tivoli, Bordeaux.

** Chargé de recherche au CNRS, Bordeaux.

(1) Voir les travaux de Cassafières, David, Guiraud, Paloc, Thorat (Bibliographie, *in fine*).

(2) Bibliographie, *ibid.*

(3) En particulier MM. Bareau, Blaquièrre, Bonnafous, Bouche, Boute, Calvet, Fuchs, Gauch, Lautier, R.P. Pierre-Marie, Raymond *et al.*

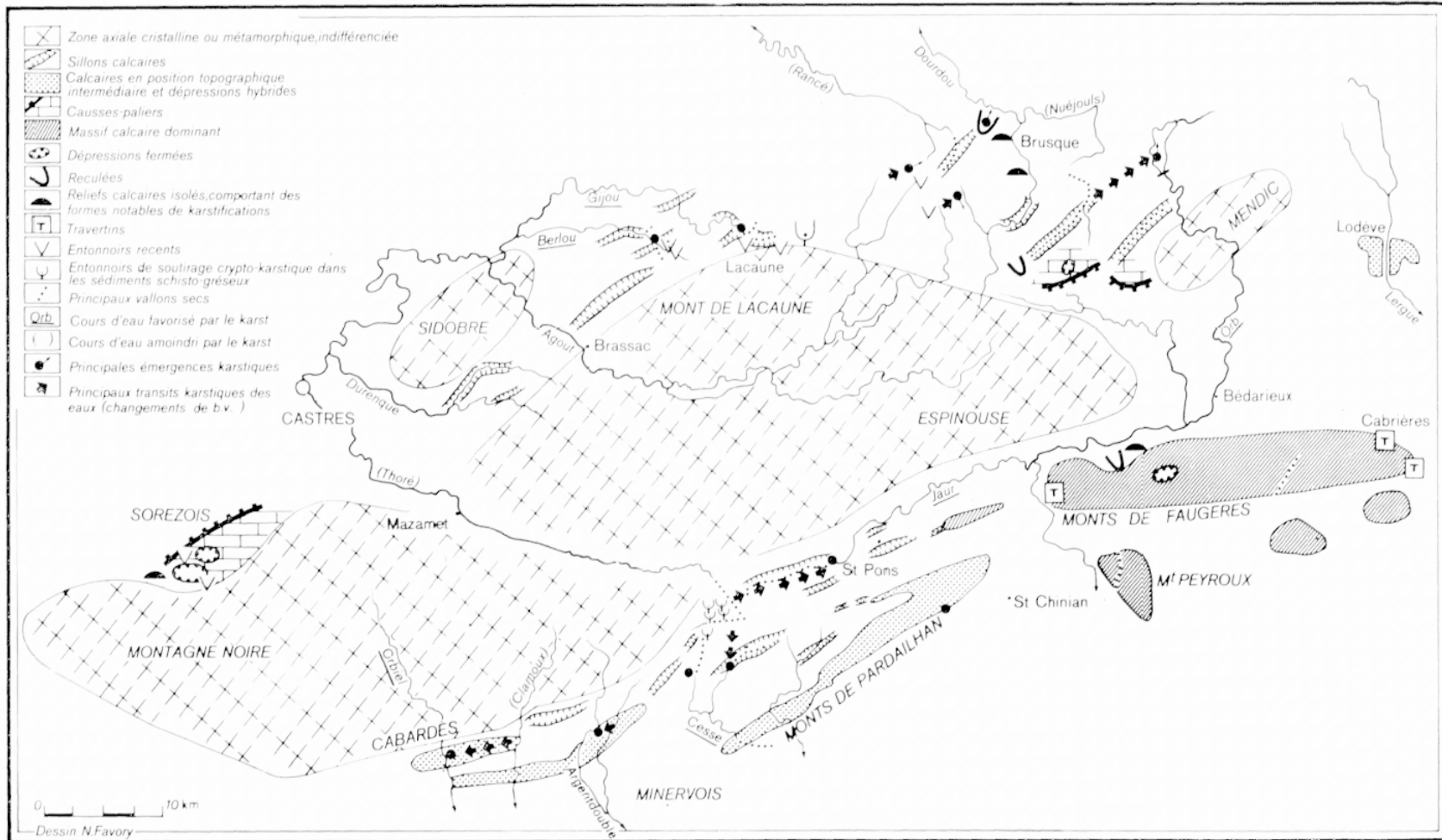


FIG. 1

Localisation des principaux reliefs calcaires paléozoïques et phénomènes karstiques dans le secteur étudié.

I. Paysages du karst : originalité et variété des évolutions morphologiques

1. Le domaine géographique et ses contrastes morphologiques.

1. *Le contexte structural et lithologique.* Les calcaires primaires dans le sud du Massif Central apparaissent très disséminés; c'est un fait de structure : ils sont répartis de part et d'autre d'une zone axiale cristalline et métamorphique, qui s'étire depuis la Montagne Noire occidentale (massif du Lampy) jusqu'au Mendic, en passant par les môles de Montaud, de Nore, du Sidobre, d'Anglès, du Smail-Espinouse et du Caroux, etc. Ce domaine axial correspond à un socle induré, donnant à l'ensemble de la Montagne Noire (4) une allure de mégastructure anticlinale complexe venue perturber un dispositif de nappes de charriage. Ainsi les calcaires primaires cambriens du Géorgien supérieur et ceux du Dévonien, séries les plus souvent rencontrées, ont-ils subi de violents plissements à l'époque hercynienne (mouvements post-viséens); quant au serrage final, il se situerait lors des phases asturienne ou saalienne. La résultante structurale de ces mouvements est un dispositif d'ensemble de plis couchés, axés WSW-ENE, en écailles chevauchantes vers le sud, et qui s'étire du Sorézois au domaine oriental des Monts de Lacaune. Le versant méridional de la Montagne Noire reproduit ce dispositif structural en nappes de terrains paléozoïques, charriées et déversées vers le sud (nappes du Minervoïse, de Pardailhan, du Mont-Peyroux, de Faugères et de Cabrières).

Nous avons donc affaire à de vieilles racines de plis hercyniens. Les calcaires géorgiens et dévoniens occupent fréquemment des positions synclinales, et passent même parfois sous les schistes. Ces deux séries calcaires sont cependant très diversifiées dans leurs faciès : les sédiments géorgiens correspondent tantôt à des calcaires francs, très clairs, bien repérables au front de taille des carrières de Dourgne, de l'Orival et du Baylou (Sorézois), tantôt à des calcaires à silex, à des calcschistes jaunâtres ou bruns, ou tantôt à des dolomies grisâtres, très présentes dans les Monts de Lacaune et sur le versant sud de la Montagne Noire centrale et orientale. Encore plus diversifiés, les terrains dévoniens, datés du Silurien supérieur jusqu'au Viséen supérieur, peuvent se rencontrer sous la forme de calcaires, de calcschistes et de dolomies (Montagne Noire orientale, région de Saint-Pons) ou bien sous forme surtout calcaire comme c'est le cas dans les Monts

(4) Prise ici au sens géologique du terme en incluant les massifs sis au nord du sillon Thoré-Jaur (cf. B. Gèze, *Languedoc méditerranéen, Montagne Noire*. Paris, 1979, Masson. Coll. Guides géologiques régionaux).

de Fauçères. Ces faciès tant dolomitiques que calcaires ont révélé en laboratoire une grande pureté et de fortes teneurs en carbonates (5).

2. *Les contrastes majeurs des paysages du karst.* Sur l'ensemble du domaine envisagé, soit 500 km² de pays calcaires, deux contrastes ressortent particulièrement.

Une première opposition fondamentale d'ordre topographique apparaît entre les secteurs atlantiques et les secteurs méditerranéens, ou plus précisément, entre les secteurs humides et les secteurs relativement secs (fig. 1). Les calcaires des Monts de Lacaune et de la Montagne Noire (Sorézois, haut Thoré, pays du Dourdou, etc.), sont « en creux » par rapport aux échines schisteuses qui les encadrent; ces dépressions sont parfois très prononcées (200 m de dénivellation à Castelnau-de-Brassac, jusqu'à 300 m sur le haut Thoré) : règle quasi générale, sensible même dans les Avant-Monts où, il est vrai, les dispositions structurales en nappes renversées coinçant les calcaires sous les terrains schisto-gréseux, accentuent par endroits le phénomène. Au contraire, dans les pays méditerranéens de plus faible altitude générale et beaucoup moins arrosés, les calcaires se trouvent en position dominante. C'est le cas des Monts de Fauçères et de Cabrières, à l'est de l'Orb, ainsi que du versant sud des Avant-Monts (6), ces massifs calcaires empruntant bien des aspects aux paysages karstiques méditerranéens. Entre ces extrêmes, les plateaux calcaires du Cabardès, du Minervoïs et des Monts de Pardailhan font figure de domaine de transition.

Cette dissymétrie de position entre les secteurs calcaires du sud du Massif Central se double d'un autre contraste des modelés superficiels. En milieu atlantique humide, rares sont les formes classiques de l'action karstique en surface : il s'agit d'un karst couvert, notamment dans les bas-fonds, par des argiles de décalcification brunes ou rougeâtres et, au pied des versants schisteux ou gréseux, par des réglages colluviaux périglaciaires. Les quelques remarquables exceptions n'en sont que plus curieuses, d'autant qu'elles ne se situent pas toujours... dans le calcaire. Dans les Monts de Fauçères et de Gabrières, le modelé karstique superficiel est, en revanche, beaucoup plus fourni, malgré la sécheresse affectant cette région.

Seule une étude plus fine des différents secteurs karstiques peut préciser ces oppositions quelque peu paradoxales. Elle se doit de retenir l'ensemble des phénomènes du karst. Car ce modelé karstique

(5) Les calcimétries opérées au Laboratoire de géographie physique, à Bordeaux, donnent des teneurs en carbonate de 97 % dans le calcaire dolomitique géorgien de Saint-Pierre-des-Cats, de 99 % — dolomie et calcite — dans celui de Croix de Mounis, de plus de 95 % à la carrière de Moulin-Mage (Monts de Lacaune); la porosité des deux premiers échantillons est différente, le calcaire dolomitique géorgien de Croix de Mounis associant aux plages de dolomie des plages de calcite plus nombreuses.

(6) B. Gèze a mis le premier en lumière cette estimation en 1974.

curieusement contrasté retentit aujourd'hui, de façon originale aussi, à la fois sur l'hydrographie et sur le style hydrologique régional. Ce domaine s'affirme donc comme « typique » sur le plan des problèmes karstologiques.

2. Les pays calcaires déprimés.

Les pays calcaires déprimés sont les plus étendus : ils se retrouvent sur tout le versant nord (Monts de Lacaune) et dans la partie méridionale et orientale de la Montagne Noire stricto sensu (Minervo, Saint Ponais). D'une manière générale, ils piègent, du fait de la position basse qu'ils occupent, les éléments du réseau hydrographique qui s'y sont inscrits très profondément (section amont du Berlou, de la Nuéjols, du Dourdou, du Rieu-Sec, de la Salesse, du Thoré, de la Cesse, etc.).

Cependant ces bas pays calcaires sont inégalement déprimés par rapport aux domaines schisto-gréseux ou cristallins qui les bordent, et l'activité karstique y mérite un examen particulier, car elle est loin d'y être négligeable.

1. On distingue trois degrés principaux d'encaissement des calcaires.

Les sillons à buttes des domaines humides appartiennent à trois milieux géographiques différents (fig. 1). Ce sont, d'abord, les domaines fortement arrosés du NW : sillons d'Espérausses, de Viane et de Lacaune. On peut y associer les moyennes vallées de la Durenque et de son affluent la Durencuse, pour lesquelles l'ensemble du Primaire plissé constitue une zone déprimée entre les môles du Sidobre et du massif d'Anglès.

Ce sont, ensuite, les sillons accusés par la tectonique : le calcaire y est généralement très encaissé, comme à Galinier (Cambrien), à Courniou et à la Pode (Dévonien); il existait, dans ces cas-là, une prédisposition structurale indiscutable.

Puis les sillons subcévenols, plus à l'est; l'opposition topographique des schistes et des calcaires y est également assez marquée (haut Rancé, vallée du Rieu Sec, cuvette de St-Pierre-des-Cats).

Le réseau hydrographique actuel s'est inscrit dans ces sillons (Durenque, Rieu Sec, haut Jaur, R. de Mézouilhac et de Cazillac, etc.); mais certains sillons sont recoupés perpendiculairement par le réseau hydrographique; ainsi dans le voisinage de Lacaune (Gijou, Berlou, Viau), sur le Dourdou moyen, dans le Cabardès et le Minervo (Orbiel, Clamoux, Argentdouble, Cesse, R. de Condades). Situé en contrebas, le calcaire a reçu des colluvionnements latéraux qui le masquent en partie et ont probablement fait disparaître certaines formes karstiques...

Beaucoup moins incisée, la *cuvette à buttes* de Saint-Pierre-des-Cats s'étire sur 5 km du SW au NE (fig. 2 et 5). Les massifs schisteux l'enca-

drant voisinent avec la courbe de 1000 m, tandis que le plancher formé par les calcaires géorgiens se situe vers 760-820 m; cette dépression de grande ampleur est en réalité presque fermée, puisqu'elle n'est reliée à la vallée de Mélagues que par une gorge dépourvue d'écoulement pérenne : son exutoire de surface n'est fonctionnel qu'à la suite de périodes pluvieuses et, la plupart du temps, la cuvette de Saint-Pierre-des-Cats fait figure de pseudo-poljé, ou plus exactement, de dépression sèche très perturbée dans ses écoulements subaériens, constituant une exception dans les Monts de Lacaune orientaux, au regard de ses deux voisins, les sillons calcaires très incisés du Rieu-Sec au SE et du Dourdou supérieur à l'ouest.

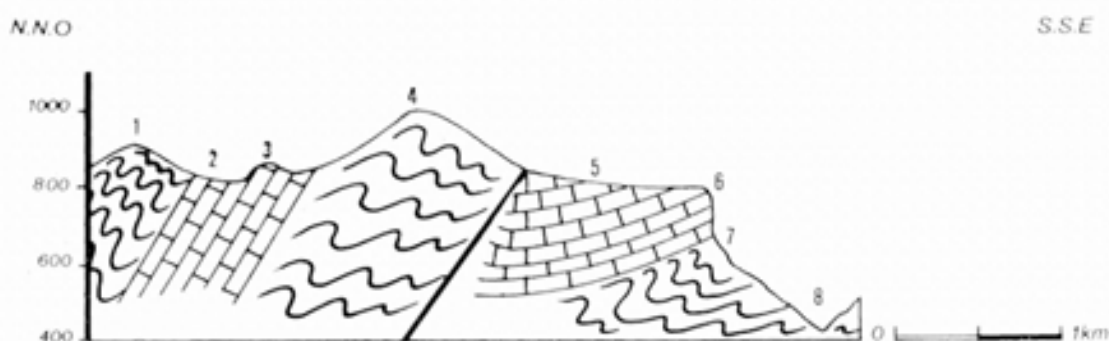


FIG. 2

Coupe dans le secteur de Saint-Pierre-des-Cats

1. Echine schisteuse des Rocs Blancs (900 m). — 2. Dépression de Saint-Pierre-des-Cats, dans le calcaire géorgien (800 m). — 3. Butte résiduelle au fond de la dépression (820 m). — 4. Echine schisteuse de la Serre du Soul (1000 m). — 5. Causse perché du Fau (800 m), dans le calcaire. — 6. Crêt d'Orque (à pic de 150 m). — 7. Localisation d'émergences de débordement ou de contact. — 8. Incision cévenole de la vallée du Bouissou, affluent de la Mare.

Dans d'autres cas, nous avons affaire à des *dépressions hybrides* : il s'agit autant de paliers que de cuvettes (fig. 3) : ou bien le calcaire n'occupe qu'un versant de la dépression, ce qui est fréquent dans les Monts de Pardailhan, ou bien il donne lieu à un causse mis en valeur et dégagé par le défonçage cévenol en contrebas des échines schisteuses; ainsi à Poussarou et à Rodomouls, comme aux abords de Lastours et de Limousis.

2. *Manifestations morphologiques du karst dans les bas pays calcaires.* Les positions topographiques des calcaires déprimés, telles que nous venons de les définir, laissent entendre qu'il y a peu de surfaces planes : l'essentiel des affleurements correspond à des bas de versant et des fonds de vallon. Il n'est pas étonnant, dans ces conditions, de rencontrer un grand nombre de vallées sèches (haut Gijou, Rieu Sec, Nuéjouis, Clamoux, Cesse, Illiouvre, Thoré, Salesses, etc.).

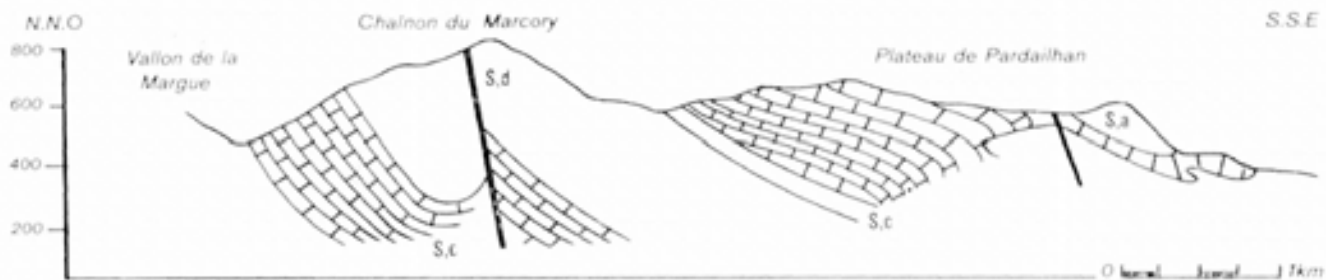


FIG. 3

Calcaires géorgiens en position intermédiaire dans les monts de Pardailhan.

(Coupe inspirée de B. Gèze).

S.a : Postdamien, schisto-gréseux. — S. c : Géorgien, calcaire. — S. d : Géorgien inférieur, schisto-gréseux.

Les révélateurs d'une longue activité karstique existent, même s'ils sont rares en position basse. En dépit de la maigreur actuelle des formes de dissolution superficielle, on note, outre l'aspect ruiniforme des dolomies, la présence de quelques avens sur les versants (Routagal) ou à flanc de butte (St-P. des Cats, Sallèles-Cabardès), et de rares lapiez de fracture semi-couverts dans le S.W. de la dépression de Saint-Pierre-des-Cats (au lieu-dit « la lande », certains lapiez de diaclase — *kluftkarren* — d'une butte elle-même très diaclasée permettent le passage d'un homme). Plus beaux sont les pinacles de Castelnau-de-Brassac, de Routagal et de la butte de Moulin-Mage, qui peuvent atteindre trois mètres d'élévation : il s'agit de pinacles de versant, le plus souvent emballés dans l'argile ou les colluvions (fig. 4). Quant aux dolines, leur présence constitue une exception : dans ces bas pays calcaires, les plus remarquables se situent *sur les buttes* de la cuvette de Saint-Pierre-des-Cats.

Cependant, les cavités souterraines peuvent présenter de grands développements, de même que les circuits profonds sont attestés par de nombreuses pertes et résurgences dans tous les secteurs calcaires. Les grottes de la Devèze, dans la butte de Courniou et celles de Limousis, en Cabardès, toutes deux aménagées pour le tourisme, et — plus modestement — les grottes de Bédelbour (sud de Saint-Pons), de Tournié (Monts de Pardailhan), de Sallèles-Cabardès, ou des Caunes (Minervois) illustrent l'ampleur de ces cavités.

Le crypto-karst, très présent, est toujours lié à une activité profonde subactuelle. Sous le climat actuel, les débouchages prenant le pas sur les colmatages, le crypto-karst soutire les formations superficielles qui surmontent le calcaire; ainsi se produisent, de temps en temps, des effondrements localisés dont on a quelques exemples dans le vallon de la Doux, dans celui du haut Gijou près de la route Viane-Lacaune, ainsi qu'à la Bessière près de Murat sur Vèbre... (fig. 1).

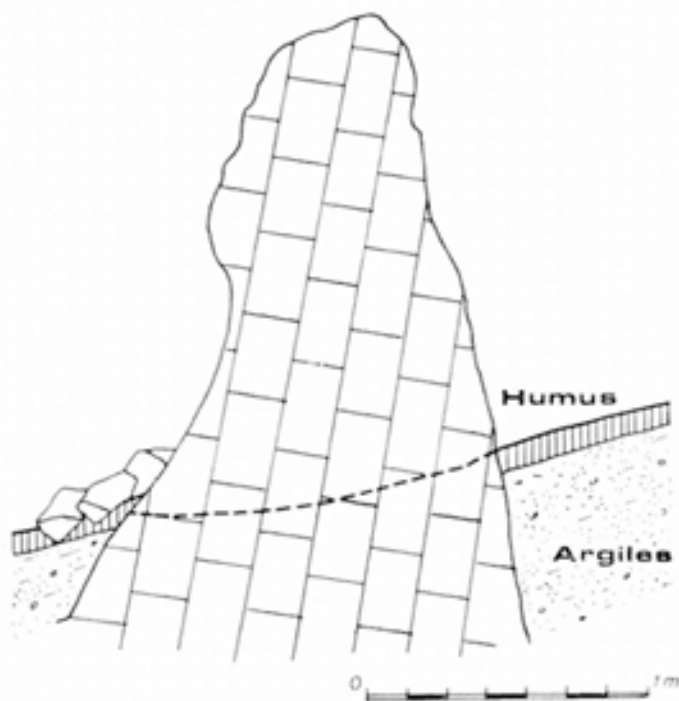


FIG. 4

Pinacle de calcaire géorgien proche de Castelnau-de-Brassac

Les soutirages dus au crypto-karst prennent parfois plus de vigueur et de netteté. Ils vont jusqu'à se manifester au travers de couches schisto-gréseuses (Acadien et grès de Marcory) tout particulièrement lorsque la tectonique en écailles fait passer ces couches au-dessus des calcaires : l'entonnoir de 30 m de diamètre que l'on découvre sur l'affleurement de l'Acadien schisteux, à proximité du menhir de Lacaune, est parfaitement représentatif de cette évolution; de même l'entonnoir de soutirage formé vers 1920 au flanc nord du Signal de Galinié, ou bien encore ceux du col de Moussans, au SSE de Labastide-Rouairoux, qui, au nombre de cinq, se trouvent dans le Potsdamien, théoriquement représenté par des grès et des schistes (fig. 5), mais où nous avons remarqué, à l'intérieur même d'une de ces formes, quelques traces de délitage en plaquettes à partir d'intercalations calcschisteuses, alors que par ailleurs, le calcaire dévonien n'est guère éloigné en profondeur...

Le paysage actuel paraît donc bien résulter d'une longue activité karstique. En plus de la position basse des calcaires, qui paraît exacerbée, les preuves d'une ancienne karstification ne manquent pas : des modelés figés de versant, d'abord, avec quelques avens subverticaux, quelques zones à pinacles plus ou moins emballés dans le colluvionnement ou l'argile; les périodes froides du Quaternaire ont d'ailleurs probablement masqué bon nombre de ces formes.

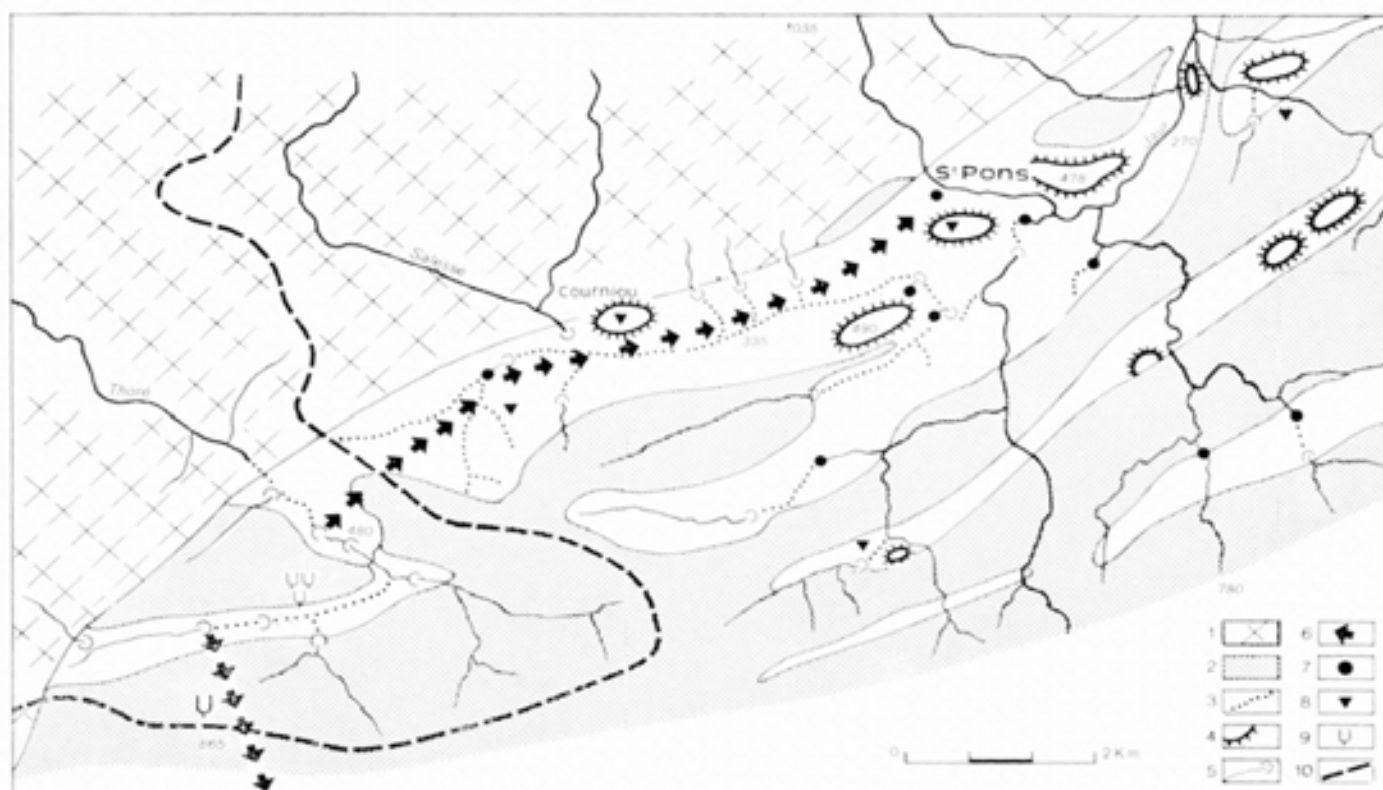


FIG. 5

Croquis géomorphologique du voisinage de Saint-Pons

1. Zone axiale (gneiss, granite et schistes) de la Montagne Noire et du Somail. — 2. Principales échines schisteuses. — 3. Vallon sec dans les sillons calcaires. — 4. Butte dans les sillons calcaires. — 5. Principales pertes. — 6. Transit souterrain des eaux (capture karstique majeure). — 7. Principales émergences karstiques. — 8. Aven ou grotte. — 9. Entonnoir de soutirage dans les sédiments schisto-gréseux. — 10. Ligne de partage des eaux Atlantique-Méditerranée.

Viennent ensuite, à un autre niveau, des reliefs résiduels; ce sont les buttes évoquées à plusieurs reprises; jalonnant le fond des sillons calcaires (fig. 5), elles suggèrent des *mogotes* ou des « tas de foin », partiellement drapés de colluvionnement quaternaire. Ces buttes résiduelles semblent en effet avoir joui d'une immunité karstique depuis l'incision majeure du réseau hydrographique dans les sillons. A Saint-Pierre-des-Cats, bon exemple d'évolution (fig. 6), le sommet des buttes est karstifié et pourrait correspondre à un ancien plancher de corrosion dans le fond des ébauches de sillon; (les lambeaux de causses perchés dans le sillon voisin du Rieu Sec trouveraient alors une explication). Le karst profond s'y serait développé relativement près de la surface grâce à la proximité du niveau de base local; le plancher est encore conservé au col du Coustel et dans le bois de Proudoumat, qui prolonge vers le SW la cuvette de Saint-Pierre-des-Cats.

Tout semble s'être passé, pour ces sillons calcaires, comme si, lors des grandes incisions cévenoles du réseau hydrographique dans le socle (Dadou, Thoré, Dourdou, Orb, Jaur), l'abaissement des niveaux de base locaux avait figé la plupart des formes actuellement perceptibles en surface. Dans les sillons, en effet, sont des exemples indiscutables de collaboration entre l'activité karstique et l'incision linéaire. Mais le karst a pu avoir, dans ce processus, un double comportement. En plus de la dissolution superficielle et profonde, les activités crypto-karstiques, — dont nous avons encore des manifestations au fond des sillons —, ont activé le déblayage des versants, y compris dans les schistes bordiers. Ce type de collaboration est caractéristique des affleurements étroits. Lorsque l'affleurement est large (plusieurs centaines de mètres) et lorsque l'éloignement des drains cévenols l'a permis, le karst a freiné l'abaissement et l'encaissement du sillon : la cuvette de Saint-Pierre-des-Cats et le plateau de Proudoumat en sont les meilleurs exemples.

Si l'on envisage les conditions locales de la corrosion, il faut tenir compte de ce que, depuis le Tertiaire au plus tard, ces sillons calcaires ont reçu des écoulements latéraux en provenance des massifs cristallins et schisto-gréseux bordiers et que ces écoulements ont vu leur agressivité accrue par excès de CO_2 au contact de milieux rocheux acidifiants. Des mesures effectuées sur le Thoré supérieur (7) aux pertes des Verreries-de-Moussans (fig. 5) révèlent des résistivités élevées (9 100 ohms/cm²/cm à 20°C); au cours du passage dans les circuits karstiques, le rapport évolue de 2 à 1 (4 400 ohms à la « source » du Jaur), parfois de 3 à 1. Quant à l'activité corrosive actuelle dans ces sillons, elle ne semble pas très poussée, du moins lorsque l'eau parcourt rapidement les conduits karstiques. Les mesures très sporadiques effectuées aux résurgences oscillent autour de 40 mg/l de Ca^{++} (8). A Authèze, 25 mg/l de Ca^{++} au terme d'un séjour de 80 heures dans les circuits karstiques, et cela en période de hautes eaux...

3. Perchement et immunité.

La capacité de karstification des calcaires paléozoïques nous est déjà révélée par les domaines en creux. Il s'agit peut-être tout simplement d'un stade très poussé d'évolution. Même si ces calcaires déprimés sont peu marqués par le modelé classique des paysages karstiques superficiels, les faciès cambriens et dévoniens — si variés localement — ne peuvent cependant pas en être la cause, du fait de leur texture ou de leur comportement face à la corrosion. En effet, dans certains cas, des modelés superficiels à dépressions fer-

(7) Cf. Abrial *et al.*, 1973.

(8) Les teneurs en Mg^{++} sont très faibles.

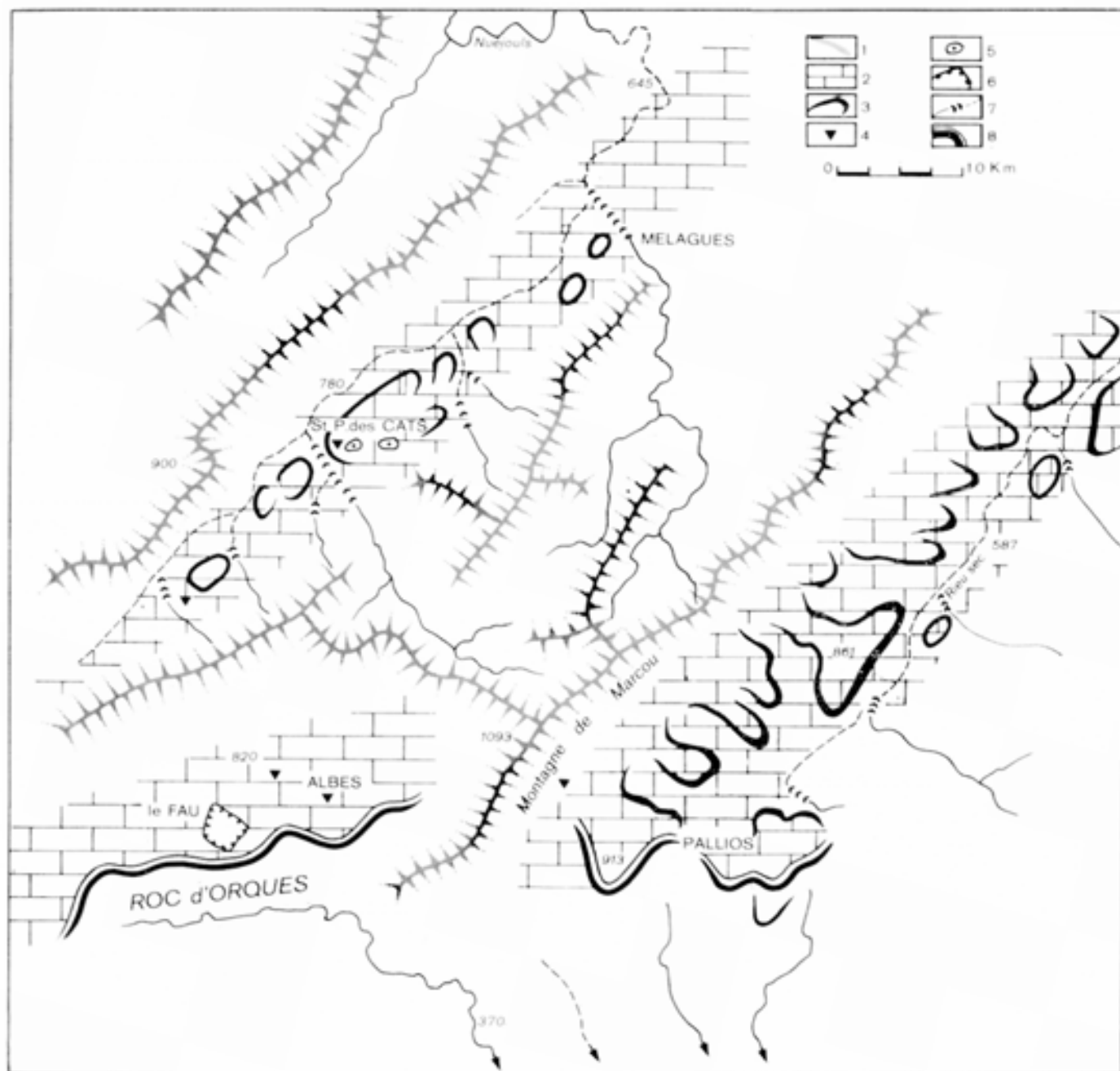


FIG. 6

Cuvette de Saint-Pierre-des-Cats, Sillon du Rieu Sec, Causse du Fau.

1. Echine schisteuse. — 2. Affleurement de calcaire géorgien. — 3. Butte calcaire de fond de sillon. — 4. Aven. — 5. Doline. — 6. Dépression fermée. — 7. Perte de ruisseau et vallon sec. — 8. Rebord de plateau calcaire dominant l'encassement cévenol.

mées et lapiez, d'ampleur parfois remarquable, affectent ces calcaires paléozoïques.

1. *Les petits « causses-paliers » sont souvent dans une situation comparable.* Dominés par une échine schisto-gréseuse, ces paliers calcaires dominant à leur tour une dépression, qui peut être soit un piémont (Dourgne, Sorèze, fig. 7) soit une vallée cévenole (Fau-Palios, fig. 2 et photo 1). Malgré son démantèlement, la surface d'abrasion karstique est incontestable, le pendage des strates étant oblique (Fau) ou subvertical (Calel). Cette surface est perforée de quelques avens : Albès, Viala, Polyphème; il existe même trois dépressions fermées d'assez grande taille, et une multitude de dolines sur le causse de Sorèze et le « désert de St-Ferréol ».

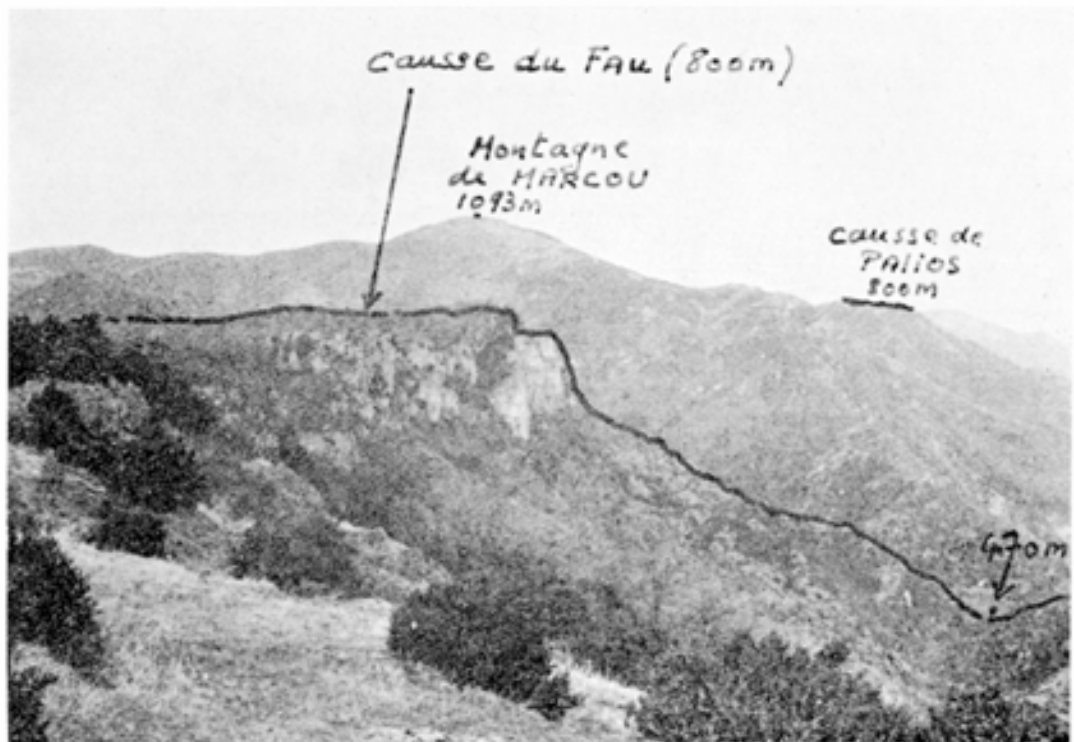


PHOTO 1

Causse de Fau et Palios.

La conservation de ces formes semble constituer un témoignage d'une vieille surface de karstification, probablement identique à celle du sommet de certaines buttes des sillons. Le perchement relatif des lambeaux figés qu'il en reste aujourd'hui aurait été provoqué par le vigoureux encaissement fini-tertiaire et quaternaire des vallées et des niveaux de base locaux (incision cévenole en bordure du Fau et du Pallios), associé éventuellement à une surrection tectonique tar-

dive de secteurs où les calcaires étaient présents (causses de Dourgne et Sorèze, soulevés avec l'ensemble de la bordure nord de la Montagne Noire). Ce perchement relatif et cette immunité seraient ainsi imputables à l'enfoncement des eaux souterraines et justifieraient l'existence des réseaux fossiles du Calel, du Viala et de la Devèze.

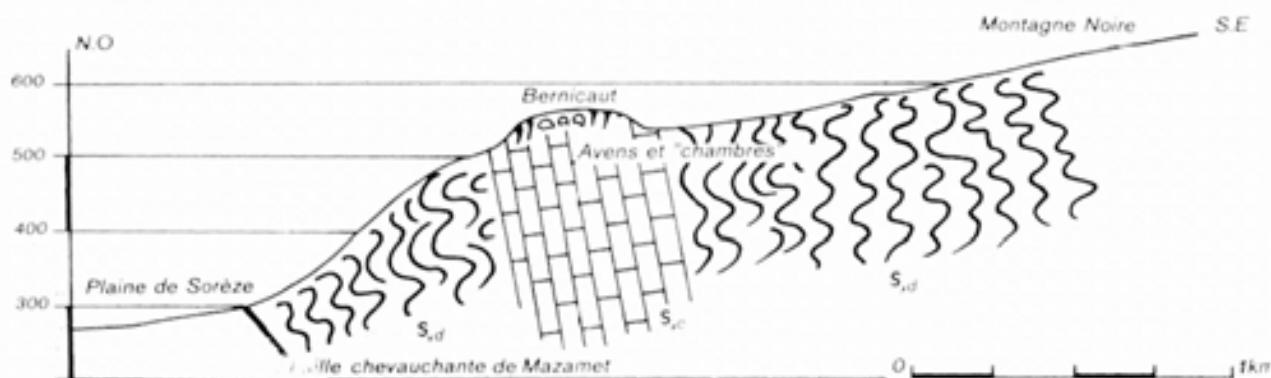


FIG. 7

Coupe de la butte de Bernicaut (Montagne Noire occidentale).

Nous avons donc affaire dans ce cas à de petits « karsts-écumaires » à grande vacuité dans lesquels les circulations des eaux sont actuellement rapides. Les mesures effectuées en mars 1969 sur les temps de circulation dans les circuits karstiques du causse du Calel (9) sont particulièrement démonstratives de ce fait : 3 heures entre le siphon du Calel et la résurgence de la Fendeille (distance : 870 m ; dénivellation : 29 m) ; 18 à 19 heures entre le ponor du Viala et les résurgences des Trois Fontaines (distance en ligne droite : 400 m ; dénivellation : 150 m). Cependant, la corrosion est loin d'être négligeable : entre le siphon du Calel et la Fendeille, il a été mesuré un gain de 7,5 mg/l de CaCO₃. En mars 1969, les teneurs en CaCO₃ étaient de 135 mg/l à la Fendeille et de 155 mg/l aux Trois Fontaines. Ces valeurs sont bien supérieures à celles que l'on peut mesurer dans les sillons.

Au-delà de ces premiers indices, des témoins plus significatifs d'une ancienne karstification sont à retenir.

2. *Les grands reliefs calcaires isolés représentent une forme d'immunité locale.* Très marqués par la karstification, soit superficielle, soit profonde, ils correspondent à des calcaires à pendage subvertical, et le rôle de la fracturation est sûrement à prendre en compte dans

(9) Travaux de la Société de recherches spéléo-archéologique du Sorezois et du Révélois.

leur localisation. Elaborés à partir des strates d'un crêt dévonien très redressé, des pinacles géants d'une dizaine de mètres environ, ornent les flancs du Pic de Lavade qui domine la vallée de l'Orb au sud du Poujol; dans les Monts de Lacaune, non loin de Brusque, la Dent de Saint-Jean offre un cas identique (fig. 1); cette proue géorgienne, qui renferme un aven de 83 m de profondeur, sépare deux encaissements de type cévenol. On retrouve une situation comparable à 4 km de là, aux Albènes (663 m), relief calcaire percé de deux avens, et qui domine largement le confluent du Dourdou et de la Nuéjols (410 m).

Plus remarquable encore est le site de Bernicaut (568 m), en Montagne Noire occidentale (fig. 7 et 8) où l'affleurement calcaire, peu étendu, donne lieu à un véritable piton isolé par les vallées du Sor (280-290 m) et de l'Orival (320-340 m); à proximité du sommet, on décèle là encore plusieurs cavités karstiques (4 ou 5 avens, grottes) dont les plus célèbres constituaient un habitat préhistorique (Chambres de Bernicaut); nous sommes là en présence d'un karst apparemment « bloqué », d'un karst fossile, car la plupart de ces cavités sont en partie obturées par des remplissages argileux (fig. 9). Ce phénomène est étonnant au premier abord, étant donné la position sommitale du site...

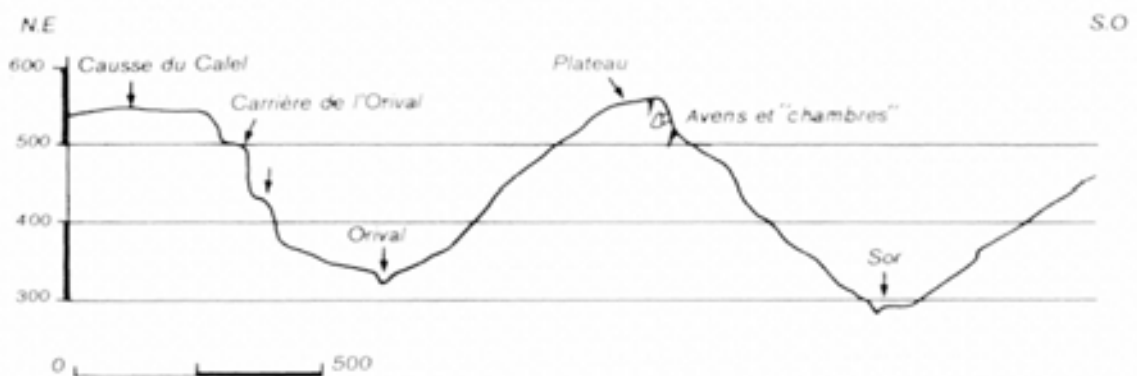


FIG. 8

Profil topographique du Causse de Calel à la vallée du Sor.

Il ne semble pas que l'on puisse admettre ici la formation *in situ* de ces argiles : en effet, les travaux récents de désobstruction (10) montrent incontestablement le litage oblique (fig. 8) de ces formations de remplissage. Il convient pour expliquer un tel phénomène, de rappeler que l'ensemble du versant nord de la Montagne Noire a été relevé en plusieurs étapes (de 200 à 300 m ?) au Stampien, à

(10) Travaux des spéléo-archéologues locaux sous la conduite de M. Blaquière.

l'Aquitainien, et probablement jusqu'au Plio-Villafranchien; or, le creusement des vallées du Sor et de l'Orival date, pour l'essentiel, de la phase « cévenole » et des crises glaciaires. C'est dire que le karst de Bernicaut ne s'est pas toujours trouvé dans la position topographique relative que nous lui connaissons aujourd'hui; même s'il n'y a pas eu une complète inversion de relief, Bernicaut était en position beaucoup plus basse, en piémont: les argiles auraient pu alors pénétrer facilement dans les cavités...

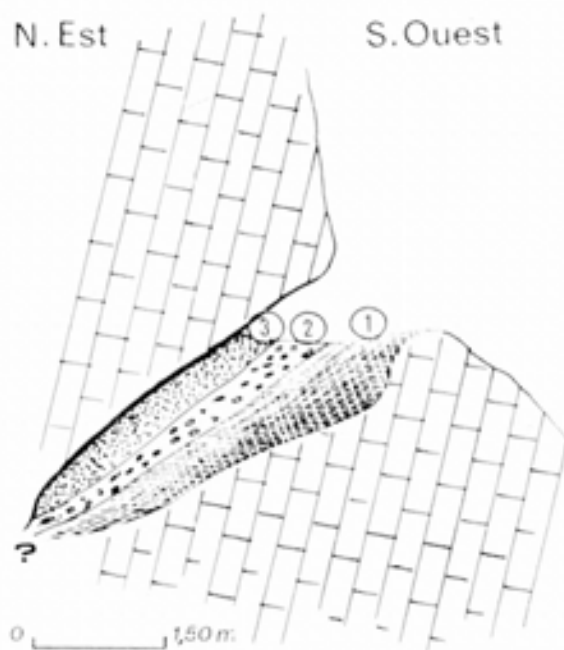


FIG. 9

Chambres de Bernicaut.

1. Argiles rouges à litage net (1 à 5 cm par lit argileux sur 1 m d'épaisseur). — 2. Horizon argileux clair blanchâtre (50 cm d'épaisseur). — 3. Horizon argileux foncé (sommet du remplissage 80 cm d'épaisseur).

3. *Un cas d'immunité régionale: le massif dévonien de Faugères* (fig. 1). Les Monts de Faugères constituent un massif bien individualisé de trente kilomètres sur six où le calcaire affleure sur une soixantaine de km²; il domine au S et au SE la plaine languedocienne; la profonde vallée de l'Orb le sépare au nord et à l'ouest du môle gneissique du Caroux et des Monts de Pardailhan respectivement; l'altitude relative de ce massif est de l'ordre de 450 à 600 m.

Les manifestations karstiques de surface sont ici remarquables: de grands versants lapiazés (photo 2) dominant St-Nazaire-de-Ladarez, Aigues-Vives et Cabrerolles; la largeur des fentes de dissolution varie de quelques cm à 1 mètre. La partie sommitale des Monts de

Faugères fait plutôt figure de plateau que d'échine ou de croupe. On y décèle plusieurs dolines de grande taille, dont le fond et les bords laissent apparaître de beaux lapiez; mais ceux-ci sont fréquemment plus ou moins ensevelis dans des argiles de couleur brun-rouge. La dépression fermée la plus importante est celle de la Lande (610-630 m). Aux formes très molles, elle s'allonge sur 1,2 km pour une largeur de 600 m environ. Elle ne présente aucune trace d'écoulement superficiel, même temporaire.



PHOTO 2

Versant lapiazé

Alors que les pitons isolés (Lavade, Dent de St-Jean, Bernicaut) peuvent être considérés comme des reliefs résiduels, il est nécessaire de trouver une autre explication pour cerner l'évolution des Monts de Faugères. Et on peut tout d'abord remarquer qu'il n'y a pas ici d'alternance de bandes de schistes et de calcaires; l'ensemble du matériel est constitué de calcaire, dolomie et calcschistes. Toute cette masse a été soulevée de la même manière que la Montagne Noire au-dessus du fossé du Thoré. Des galets quartzeux ont été découverts à proximité de la Lande ainsi que dans un vallon nord; ils ne peuvent provenir que du Caroux-Espinouse avant la surrection tardive (Eocène-Miocène) des Monts de Faugères et la formation corrélative du fossé tectonique Jaur-Orb.

Près de Cabrières, d'autre part, des basaltes et des tufs villafranchiens couvrent par endroits les calcaires dévoniens ainsi que de vieux travertins du Quaternaire ancien. La grotte de l'Estabel dont les cavités ont été colmatées, peut-être de façon tardive, par des argiles quaternaires à faune à *Ursus palaeus* est creusée dans cette importante masse de travertins, témoin de l'exportation de carbonates par des écoulements très saturés, et donc, d'une active et ancienne corrosion profonde, que l'on peut dater vraisemblablement de la fin du Tertiaire (11).

Tout cela montre que le relief actuel était quasiment acquis au début du Quaternaire, de même que certaines manifestations karstiques. Mais il faudrait mieux connaître, ici aussi, la nature exacte des argiles de remplissage et la date de leur mise en place pour affiner nos hypothèses... Nous sommes donc persuadés qu'une activité karstique a affecté tous ces secteurs avant le Quaternaire, et notamment à partir de la seconde moitié du Tertiaire. L'évolution a été incontestablement plus poussée en domaine humide atlantique, allant jusqu'à un abaissement important du relief calcaire. Sous climat méditerranéen au sud-est, l'évolution relativement ralentie en surface a permis de conserver, grâce à certaines immunités, un modelé karstique beaucoup plus complet.

Malgré la fragmentation et la dissémination des calcaires primaires du sud du Massif Central, il existe donc une certaine unité et — par voie de conséquence — une typologie particulière des paysages karstiques. Le comportement des eaux se calque assez bien sur cette typologie, certains phénomènes hydrologiques étant assujettis au « positionnement » des calcaires et au résultat actuel de l'activité karstique.

II. Le comportement hydrologique des domaines calcaires

En schématisant à l'extrême, le karst entraîne deux effets apparemment contradictoires : s'il perturbe l'hydrologie à la fois dans les tracés et dans les débits, il a tendance à régulariser le régime des eaux...

1. Le karst, perturbateur hydrographique et hydrologique.

Le plus souvent, les rus se forment en domaine schisteux ou cristallin d'altitude et, en descendant dans les sillons calcaires, les eaux

(11) Les teneurs actuelles en ions Ca^{++} sont de 111 mg/l à la résurgence de l'Estabel et de 97 mg/l à la source de Pézenes-les-Mines (Janvier 1970), ce qui est l'indice d'une dissolution notable dans les conduits du massif karstique de Faugères.

sont l'objet de soutirages karstiques et de transits souterrains, capables de modifier la vie et le tracé fonctionnel du « chevelu hydrographique » de surface : il peut s'agir du simple assèchement d'un vallon ou d'un enfouissement des eaux sur quelques hectomètres, comme du passage d'une vallée à l'autre, avec changement de bassin-versant; il peut s'agir enfin de captures karstiques par des rivières méditerranéennes d'eaux qui paraissaient destinées à l'Atlantique : nous en signalons trois cas.

1. *La désorganisation des sillons calcaires qui est la situation la plus simple* (fig. 1), ne modifie pas sensiblement les données hydrologiques régionales. Le schéma classique est le suivant : descendues des croupes schisteuses ou cristallines, les eaux abordent les sillons calcaires; elles disparaissent alors partiellement ou en totalité, soit dans des ponors, soit dans des entonnoirs d'origine crypto-karstique, soit par pertes diffuses; le retour à la surface se fait un peu plus loin, à la faveur d'un encaissement ou d'un « mur » hydrogéologique, tectonique ou stratigraphique. Le meilleur exemple en est, à 9 km à l'ouest de Lacaune, le vallon de la Doux, en grande partie installé dans les calcaires géorgiens, qui correspond à une succession de pertes et de résurgences. En amont, un modeste ruisseau (5 à 10 l/s) jaillit d'une émergence karstique; après un parcours de 80 à 90 m, il plonge dans un ponor aux formes fraîches; le talweg est sec au-delà sur 300 m, c'est-à-dire jusqu'à la « source » de la Doux, exutoire de la quasi-totalité des eaux du vallon, auxquelles s'additionnent souterrainement une partie de celles du vallon voisin, occupé par le Berlou... De tels cas sont fort nombreux, tant dans les Monts de Lacaune (ruisseau de Routagal, affluents du Dourdou supérieur) ou de Pardailhan (r. de Rodomouls et r. des Ferrières), qu'en Montagne Noire (Baylou, r. de la Métairie-haute, Cesse supérieure) ou que dans le massif dévonien du Peyroux (r. de Landeyran).

2. *Les changements de vallée ou de bassin-versant* (fig. 1). Les anomalies hydrologiques et hydrographiques liées au karst prennent plus d'importance lorsqu'il y a passage souterrain d'une vallée à l'autre. Les conditions morpho-structurales se trouvent réunies lorsque les vallées en question recoupent perpendiculairement ou obliquement les affilements calcaires, avec une différence topographique de l'une à l'autre. Un tel système modifie de façon sensible les aires d'alimentation des bassins-versants : les débits sont affaiblis d'un côté, « gonflés » de l'autre. On comprend alors le caractère aléatoire et ambigu de la notion de débit spécifique...

En témoigne le passage des eaux du Rancé vers le Dourdou : deux branches hydrographiques composent le Rancé supérieur; celle de l'ouest, pérenne sur toute sa longueur, et qui passe au village de Peux, est alimentée surtout par les émergences de Muratel et de Saint-Mains; c'est l'autre, celle de l'est, qui nous intéresse : les écoule-

ments descendent du Merdellou (1110 m), croupe de l'Acadien schisteux, modestes rus qui parviennent dans le sillon de calcaire géorgien de Couffouleux où ils disparaissent peu à peu entre les graviers du talweg (730-720 m). Nous pensons que ces eaux résurgent à la « source de Ladous », ou source de l'Ouyre, située à 4 km au NE du secteur des pertes, dans un diverticule de la vallée du Dourdou; en effet, la source jaillit du même affleurement de Géorgien, lequel est ici beaucoup plus déprimé (460 m); d'autre part, son débit important (100-150 l/s) est sans rapport avec la modestie du bassin-versant topographique situé au-dessus d'elle (1,2 km²).

On retrouve des situations similaires en plusieurs points du sud du Massif Central : les ruisseaux de Linze et d'Argentières, sur le versant méridional de la Montagne Noire, se perdent dans le calcaire géorgien, leurs eaux transitant par une communication karstique jusqu'à la « source » de l'Aydoux, située dans la vallée de l'Argentdouble en aval de Citou (12); et la grosse résurgence du Pestril, jaillie de la berge gauche de l'Orbiel en amont de Lastours, constitue l'exutoire du détournement karstique de plusieurs ruisseaux du Cabardès, dont la Clamoux.

3. *Les « captures » méditerranéennes de cours d'eau atlantiques.* On passe ici au niveau le plus spectaculaire des perturbations hydrographiques associées au karst, bien que le dispositif structural soit à peu près le même que précédemment. Il existe au moins trois cas de ce genre.

Le système Thoré-Jaur est connu depuis la coloration effectuée par B. Gèze en 1948 (fig. 5) : entre les Verreries-de-Moussans et Labastide-Rouairoux, les calcaires du Dévonien inférieur affaiblissent considérablement le débit du Thoré; les eaux soutirées passent au versant méditerranéen par voie karstique; leur trajet est subaérien sur une brève section près de Courniou (source d'Usclats-Trou du Renard); elles disparaissent à nouveau, sur 5 km, jusqu'à Saint-Pons, où elles contribuent au débit de la « source du Jaur ».

Le système ruisseau Notre-Dame-Cesse (fig. 5) a été découvert récemment grâce aux spéléologues de la Montagne Noire-Espinouse. En dehors des périodes de hautes eaux, au cours desquelles le phénomène est peu visible, on remarque que le ruisseau Notre-Dame, affluent de gauche du Thoré supérieur, se perd en totalité avant d'aborder les Verreries-de-Moussans : le calcaire géorgien qui en est responsable détourne ces eaux sous la masse calcschisteuse du signal de Galinié et du Mont Cayroux, pour les faire résurgir à Authèze, dans le bassin de la Cesse; 4 km en ligne droite séparent pertes et résurgence et la dénivellation n'est que d'une cinquantaine de mètres.

(12) B. Gèze l'a signalé en 1939 (Cf. Bibliographie *in fine*).

Le système Nuéjous-Orb (fig. 1 et 6) : la Nuéjous et quelques-uns de ses affluents, tributaires du Dourdou, voient leur débit s'appauvrir dans le sillon de calcaire géorgien de Saint-Pierre-des-Cats - Mélaques. Les vallons sont secs les deux tiers de l'année, bien qu'ils soient en domaine montagnard très arrosé (1600 mm).

La bande de calcaire géorgien se poursuit vers le NE et recoupe la vallée de l'Orb, fortement encaissée entre Ceilhes et Avène; elle donne lieu à une belle émergence, dite « source des Douze » (395 m), aujourd'hui ennoyée dans la retenue du barrage d'Avène; il est vraisemblable que l'alimentation de la source des Douze provient de ce que perd le réseau de la Nuéjous...

4. *La désorganisation hydrographique et hydrologique des Monts de Faugères.* Bien qu'en position relativement dominante, les Monts de Faugères devraient constituer un « château d'eau » d'importance locale ou régionale... Mais l'ossature sommitale de ces monts est calcaire, et karstifiée, donc dépourvue d'écoulements de surface, et les 850 mm de précipitations annuelles que reçoit le massif nourrissent ainsi les infiltrations profondes, une fois soustraite la part de l'évapotranspiration, qui reste modeste puisqu'il s'agit surtout de pluies de saison froide.

Le problème est celui de la restitution, qui n'est que partiellement perceptible. Sans aller jusqu'à affirmer après d'autres que les eaux météoriques tombées sur les Monts de Faugères disparaissent définitivement, il nous paraît que le débit des émergences connues (environ 50 l/s) est sans commune mesure avec ce qu'il devrait être théoriquement : 200 l/s environ... Or, le dispositif structural, qui consiste en séries inversées, hachées de failles, nous conduit à suggérer que les venues d'eau repérées dans le lit de l'Orb non loin de Vieussan doivent être plus nombreuses ou bien plus puissantes. Il est en tout cas aussi difficile de les localiser... que de les jauger.

2. Le karst, régulateur hydrologique.

L'influence régulatrice des calcaires en matière hydrologique n'est plus à démontrer; mais il reste délicat d'essayer de la mesurer. Le phénomène est ici d'autant plus intéressant que certains des cours d'eau considérés se trouvent en milieu méditerranéen subcévenol, caractérisé, en principe, par l'irrégularité et le manque de pondération hydrologiques.

1. *La régulation karstique perd de son efficacité d'amont en aval.* La faible part des affleurements calcaires dans la superficie totale des bassins-versants constitue un lourd handicap vis-à-vis de cette régulation. Les 500 km² de calcaires primaires recourent, du fait de leur fractionnement en lanières étirées et de leur dissémination, un grand nombre de bassins et sous-bassins. Mais, pour les mêmes raisons, la

proportion des domaines karstiques ne représente en étendue que peu de chose lorsque l'on considère des bassins-versants d'importance régionale (Thoré, Agout, Rancé, Dourdou, Orb, etc.).

Le karst intéresse principalement l'amont des réseaux hydrographiques, donc des bassins élémentaires ou de courtes sections montagnardes des cours d'eau : l'influence hydrologique du karst s'estompe au fur et à mesure que, vers l'aval, s'additionnent les apports de rivières et de ruisseaux issus des secteurs non calcaires.

2. *L'amplitude annuelle est atténuée par le karst* (fig. 10). Sur les cours d'eau ou sections de cours d'eau les plus soumis au karst, et disposant en tout cas de bonnes émergences, on assiste à une atténuation remarquable des écarts saisonniers. En moyenne, les coefficients mensuels de débit plafonnent à 2 ou 2,1 en février et ne tombent pas en dessous de 0,15 en août. Le rapport des extrêmes mensuels est fréquemment inférieur à 20. Ces données caractérisent, par exemple, la Cesse supérieure (limnigraphes de Ferrals et de Cantignergues), le Brian (Minerve), le Jaur supérieur (Saint-Pons), le Gijou (Rocalé), etc. De plus ces rivières présentent un maximum unique (février le plus souvent), alors que celles qui sont tributaires de bassins-versants peu ou pas karstifiés connaissent un maximum secondaire en octobre lié à la forte pluviométrie de ce mois.

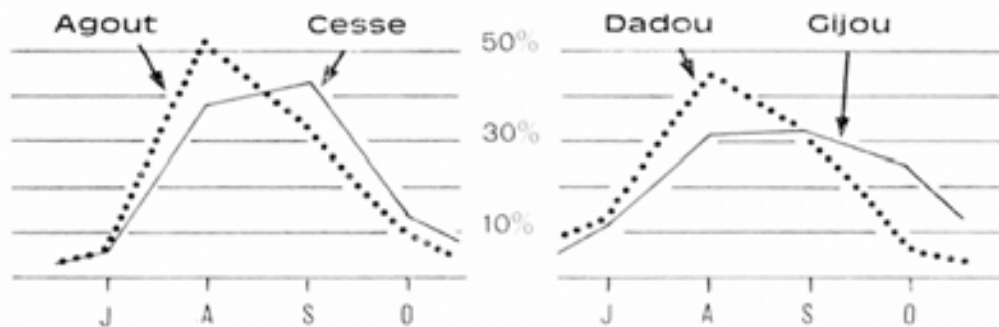


FIG. 10

Débit mensuel minimum : répartition moyenne.

Décalage des deux rivières à influence karstique (Cesse et Gijou).

3. *Le rôle du karst dans l'atténuation des crues est faible.* De l'exiguïté relative des domaines calcaires résulte une certaine impuissance à diminuer la puissance des crues, notamment des plus grandes : lors des épisodes pluvieux les plus violents (100 mm en quelques heures ne constituent pas une exception), les secteurs calcaires absorbent de grandes quantités d'eau, mais cette absorption (quelques centaines de l/s) ne peut diminuer sensiblement les débits de pointe (5, 10, 100... m³/s) des cours d'eau. Les massifs cristallins ou schisteux, en

amont, concentrent en effet des écoulements énormes dans les talwegs, et la traversée des sillons calcaires ne saurait guère affecter de tels écoulements; les grandes inondations (octobre 1779, septembre 1875, mars 1930) n'ont d'ailleurs pas épargné les sections calcaires ou leur aval. Le quotient d'écoulement d'une crue peut être sérieusement amoindri, surtout en début de saison humide; mais ces petits karsts ne font guère mieux que certains autres facteurs hydrogéologiques (altérites sur gneiss ou granites fissurés par exemple) : les pluies du 3 au 10 novembre 1962 avaient mis fin de façon brutale à la saison sèche. Les bassins-versants de la Vèbre (très peu de karst) et de la Cesse supérieure reçoivent à peu près la même quantité de pluie : 400 mm. Or, du 4 au 15 novembre, la Cesse à Cantignergues écoule 260 mm, soit un quotient de 65 %; la Vèbre n'écoule que 180 mm (50 %); le pourcentage est encore plus faible sur le Rieufrech voisin (35 %) descendu des dômes gneissiques des Monts de Lacaune. Les caractères géographiques du haut bassin cévenol de la Cesse (pentes fortes, peu de forêts, insignifiance des formations superficielles) ont sûrement joué dans un sens déterminant. La même averse de novembre 1962 a été beaucoup plus atténuée sur le bassin du Gijou (280 mm); il n'est donc pas étonnant de trouver un quotient d'écoulement faible : 12 % environ. On peut, en effet, considérer qu'une averse de moyenne importance, en début d'année hydrologique, se traduit par un quotient très modeste, sur tous les cours d'eau et notamment sur les cours d'eau « karstiques ».

En 1974, la saison humide débuta le 16 septembre par une averse « modérée » (fig. 11). Il suffit de quelques heures de pluie pour que l'Arn (pas de karst) réagisse nettement, passant de 0,5 à 4 m³/s; le Gijou beaucoup moins (0,9-1,2 m³/s)...

Dans aucun cas on ne saurait incriminer les émergences karstiques dans les débits de crue des rivières qu'elles alimentent : le débit de pointe des grosses émergences reste faible par rapport à ce qui provient des écoulements de surface lors des épisodes pluvieux importants : la « source » du Jaur ne dépasse guère 5 m³/s; celle du Gijou 0,8 à 1 m³/s, comme celle de la Doux.

4. *Le karst assure aux étiages un soutien ponctuel mais efficace* (fig. 10). Les masses calcaires libèrent peu à peu, en période de sécheresse, les immenses volumes d'eau qu'elles ont emmagasinés durant la saison humide : régulation d'autant plus appréciée que les étés sont secs et que bon nombre de ruisseaux ne bénéficiant pas d'émergences karstiques tarissent complètement.

Alors que le karst assèche irrémédiablement certains tronçons de cours d'eau, les principales émergences assurent à d'autres, au plus fort des sécheresses, un « débit de base d'étiage » très convenable : le Gijou bénéficie d'un apport karstique de 400 l/s; environ; les résurgences de Cauduro, Adous, et Poussarou fournissent au Vernazobre (affluent de l'Orb) une centaine de l/s; les sources de Muratel et de

Saint-Mains donnent au Rancé supérieur un minimum de 35 l/s; dans son cours amont, la Cesse dispose d'au moins 50 l/s grâce à la source Saint-Pierre, auxquels s'ajoutent un peu plus bas les 150 l/s qui constituent le débit-plancher de la résurgence d'Authèze. L'existence d'un réservoir karstique est donc l'assurance du *maintien d'un débit minimum*.

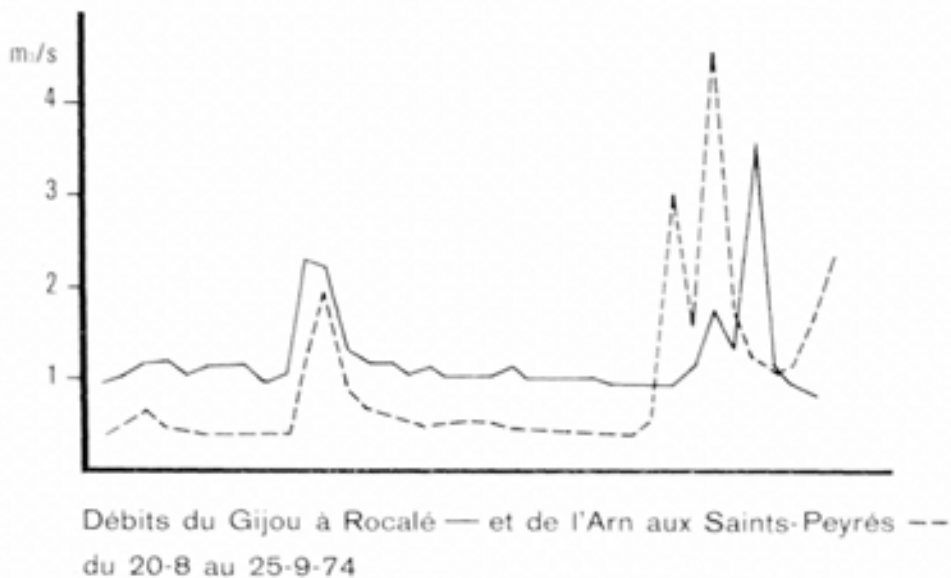


FIG. 11

Fin de l'été de 1974.

Il permet également des *tarissements ralentis* : le délestage des réserves souterraines se lit sur la courbe de tarissement des cours d'eau en période d'été : alors que les bassins plutôt imperméables et dépourvus de réserves sont soumis directement aux aléas de la pluviosité et que l'arrêt des pluies entraîne assez vite la fin des écoulements superficiels, les secteurs possédant des karsts et disposant de belles émergences sont beaucoup plus indépendants sur le plan hydrologique.

Le coefficient α de tarissement permet de juger de la plus au moins grande rapidité de vidange des eaux souterraines. Théoriquement chaque bassin-versant ayant des caractéristiques hydrogéologiques quasi-immuables, communique à la rivière un coefficient de tarissement qui lui est propre. En réalité, certains paramètres climato-hydrologiques atténuent la rigidité de cette formule (13).

(13) Le coefficient α de tarissement est déduit de la formule de Maillet :

$$\alpha = \frac{1}{t} \ln \frac{Q_0}{Q_t}$$
 dans laquelle Q_0 est le débit pris pour origine du tarissement, Q_t le débit de fin de tarissement et t sa durée en jours.

Nous avons pu calculer que les cours d'eau soutirés par le karst et ceux qui ne disposent que de faibles réserves ont des coefficients généralement supérieurs à 0,070; c'est le cas du Rancé à Curvalle et de la Clamoux à Villeneuve-Minervois; que le coefficient est moins élevé (0,030 à 0,060) pour les cours d'eau dont le bassin-versant comprend de vastes secteurs en roches cristallines fissurées, et altérées superficiellement (cuvettes à altérites sur gneiss ou granite, de type « sagne ») : Arn, Agout supérieur, Arnette... Et qu'il est faible (0,005 à 0,030) pour les cours d'eau dont l'alimentation en période d'étiage provient presque exclusivement d'émergences karstiques (Cesse, Gijou, Jaur supérieur).

Le rôle-tampon du karst entre pluies et débits se traduit obligatoirement par un décalage temporel, donc par un prolongement des basses eaux et une reprise atténuée. Aux premières grosses pluies qui mettent fin à la saison sèche les rivières drainant des bassins-versants peu ou par karstifiés réagissent assez vite; au contraire, les vallons calcaires restent à sec (sauf précipitations exceptionnelles) et les émergences conservent un certain temps leur débit de base d'étiage.

C'est ainsi que le minimum mensuel se situe en août presque une fois sur deux sur le Dadou et sur le haut Agout (pas de karst), mais seulement dans 30 à 40 % des cas sur la Cesse et le Gijou; là, il est décalé fréquemment en septembre, quelquefois même en octobre. Les différences de répartition saisonnière des pluies sur les divers bassins-versants n'intervenant pas, on peut admettre que la recharge du karst entraîne l'inefficacité d'une partie des pluies qui marquent le début de l'année hydrologique. Toutes proportions gardées, les pluies d'automne ne redonnent pas aux « rivières karstiques » les débits qu'elles donnent aux autres.

En comparant les débits mensuels de sept années (1964-70) sur la Cesse, à Ferrals, et sur l'Agout, à Fraïsse, nous avons, pour chacune des années, attribué le coefficient 1 au débit mensuel le plus faible (souvent août ou septembre); ce débit sert de diviseur au rapport des débits mensuels postérieurs (octobre, novembre, décembre). Nous définissons ainsi des « coefficients mensuels de reprise hydrologique » (tableau). Le fait dominant réside en la faiblesse des valeurs relatives au cours d'eau karstique : la moyenne de l'ensemble de ces coefficients donne 4,3 pour la Cesse et 10 pour le haut Agout.

La sécheresse de 1976, fut particulièrement révélatrice de l'influence karstique. Cette période sèche remarquable ne tint pas à l'absence de précipitations des quelques semaines d'été, comme cela se produit presque une année sur deux : il s'agit d'une carence de longue durée qui débuta dès la fin de l'automne 1975; c'est dire qu'il n'y eut pas de véritable « hiver hydrologique » : deux ou trois épisodes pluvieux, brefs et modérés, ne suffirent pas à recharger les réserves, tout juste permirent-ils d'entrecouper des basses eaux chroniques. A la fin du printemps et au début de l'été 1976, dépourvus de

pluies efficaces, ce furent les réserves profondes qui, seules, maintinrent la pérennité de certains cours d'eau, et notamment les ruisseaux d'origine karstique.

TABLEAU 1

	Cesse à Ferrals (karst)					Agout à Fraïsse (pas de karst)				
	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1964	1	1,6	3,9	7,5	8,2	1	2,8	11,7	31,4	14,3
1965	-	1	12,6	6,2	16,9	1	2,3	50,3	19,4	27,6
1966	-	1	3,6	7,1	16,8	1	3,1	30	27	18,1
1967	-	-	1	1,5	5,3	-	1	1,7	4,1	4,4
1968	-	1	1	2,6	14,7	-	1	1,1	4,1	24,4
1969	1	1,1	3,9	2,3	7	1	2,8	29,5	6,4	7,5
1970	-	1	5	3,5	3	-	1	16,4	7,2	5,8
Moy.	0,3	0,96	5,8	4,4	10,3	0,6	2	20,1	14,2	14,6

Les relevés limnigraphiques analysés pour la Cesse à Ferrals (source Saint-Pierre) au cours de la sécheresse montrent que pour l'ensemble du tarissement printanier et estival, le coefficient s'établit à 0,0105, valeur 10 fois plus faible que celle relative aux cours d'eau voisins pour lesquels le karst n'intervient pas dans l'alimentation. Quant à la période de 45 jours de sécheresse absolue, le coefficient de tarissement α passa à 0,017, encore une valeur remarquablement faible. Sur 87 jours centrés sur l'été, on releva $\alpha = 0,0091$. A Cantignergues, le tarissement fut remarquable pendant 39 jours consécutifs; α fut alors voisin de 0,025. Il est possible d'estimer, à partir de la formule de Maillet, la quantité d'eau issue du karst lors de ces tarissements : plus de 1 hm³ à Ferrals; entre 2 et 2,5 hm³ à Cantignergues.

Le mois de juin 1976 fut totalement dépourvu de pluie sur le bassin-versant du Gijou; la rivière écoula, malgré cela, une moyenne de 10 l/s/km², chiffre d'autant plus honorable qu'une partie des eaux sert à irriguer prés et cultures, entraînant ainsi une certaine déperdition; entre la mi-mai et la mi-juillet, le débit spécifique du Gijou — régularisé par le karst — passa de 30 à 6 l/s/km²; celui de son voisin le Rancé — soutiré par le karst — de 10 à 1,5 l/s/km². Les secteurs calcaires de Lacaune-Viane et du bassin du Berlou sont incontestablement à l'origine de cette bonne tenue du Gijou et plus particulièrement de sa résistance au tarissement (14).

(14) F. GAZELLE, La sécheresse de 1976 en Aquitaine orientale et dans le sud du Massif Central, *RGPSO*, 48, 3, pp. 245-268.

Conclusion

Les affleurements de calcaires paléozoïques que nous avons étudiés sont très disséminés, souvent exigus. Rien ne prédisposait à les examiner ensemble sur les plans morphologique et hydrologique. Ils appartiennent à des régions vraiment différentes. Les références bibliographiques soulignent d'ailleurs que c'est dans le cadre de monographies locales que ces questions avaient été jusqu'à présent effleurées. Au lieu d'étudier ces calcaires et leur comportement hydrologique secteur par secteur, notre but a été de montrer qu'ils formaient une unité physique « à part entière ». Au-delà d'une évolution différente en domaine atlantique et en domaine méditerranéen, qui les a profondément marqués, les traits communs de ces calcaires et de leur évolution karstique sont évidents, tant dans les paysages qu'ils engendrent et dans des formes de détail, que dans leurs effets sur l'hydrographie et l'hydrologie (15).

(15) Les cartes et les schémas ont été dessinés pour cet article par M^{me} N. Favory à l'Atelier de Cartographie, Institut de Géographie, Université de Bordeaux III.

Orientation bibliographique

- H. ABRIAL, P. CABROL, M. SCHEISSER (1973), Contribution à l'étude hydrogéologique de la haute vallée du Thoré (Hérault); découverte de dolines dans les formations gréso-schisteuses des Verreries-de-Moussans, *Ann. spéléo.* t. 28, fasc. 3.
- P. AMBERT (1974), Recherches sur les karsts du Minervois et du Saint-Chinianais. Résultats et perspectives, *Travaux ERA 282 CNRS*, Aix-en-Provence.
- C. CASSAFIERES (1970), *Contribution à l'étude hydrogéologique du karst dans le versant sud de la Montagne Noire*, Montpellier (Thèse Sciences).
- A. DAVID (1924), La Montagne Noire; essai de monographie géographique, *Mém. Soc. Et. scient. Aude*, Carcassonne.
- B. GÈZE (1939), Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes, *Actes au 1^{er} Congrès nat. spéléo.* Mazamet.
— (1947), Sur les dolines des formations gréso-schisteuses dans la Montagne Noire, *Bull. Soc. langued. géogr.*, t. XVIII.
— (1949), Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales, *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 62.
— (1973), L'hydrologie karstique au service de la tectonique dans la Montagne Noire, *Ann. scient. Univ. Besançon*, n° 20, p. 15-18.
— (1974), Relations entre phénomènes karstiques de surface et de profondeur, *Mém. et Doc. du CNRS*, vol. 15.
- R. GUIRAUD (1965), *Etude géologique et hydrogéologique de la partie occidentale des Monts de Pardailhan*. Montpellier (Thèse 3^e cycle Science).
- H. PALOC (1972), Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses, et notice explicative. *Atlas hydrogéol. région Languedoc-Roussillon*, BRGM.
- M. THORAL (1935), Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire, *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. 38, n° 192.

RÉSUMÉ. — Les auteurs dégagent les traits communs des calcaires primaires et des karsts du sud du Massif Central (caractéristiques d'ensemble ou de détail, les nuances et les oppositions régionales). En dépit de la dissémination des affleurements, les facteurs d'unité existent bel et bien. On peut remarquer que l'appartenance au milieu atlantique ou au milieu méditerranéen détermine les regroupements majeurs, tant dans les évolutions que dans les formes actuelles. De la même façon, le comportement des eaux et l'influence karstique ont été examinés au travers d'exemples significatifs, regroupés par thèmes d'hydrologie générale (moyennes, crues, étiages). Les trois « captures » méditerranéennes mettent en évidence la désorganisation, par le karst, des réseaux et des bassins-versants superficiels.

SUMMARY. — KARSTIC LANDFORMS AND HYDROLOGIC INFLUENCES OF THE PALEOZOIC LIMESTONES IN THE SOUTHERN PART OF THE FRENCH PLATEAU CENTRAL. The authors stress the common features of the paleozoic limestones and karsts in the Plateau Central's southern areas. These limestones are scattered in various districts; anyhow they share distinct features that appear at small scale or at large ones in spite of regional characters related to the climatic environment since we are there on an ancient and permanent border between atlantic and mediterranean influences. Hydrologic regimes and karst influence on them were examined through significant samples.

RESUMEN. — FORMAS KÁRSTICAS Y COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE LAS CALIZAS PRIMARIAS DEL SUR DEL MACIZO CENTRAL FRANCÉS. Los autores subrayan los rasgos comunes de las calizas del sur del Macizo Central. La pertenencia al medio atlántico o al medio mediterráneo determina los grupos principales tanto del punto de vista de las evoluciones como del punto de vista de las formas actuales. El comportamiento de las aguas y la influencia kárstica han sido examinados a partir de ejemplos reagrupados por temas hidrológicos generales. Tres « capturas » mediterráneas ponen en evidencia la desorganización, por el karst, de las redes superficiales.

MOTS-CLÉS. — Massif Central, Montagne Noire, Monts de Lacaune, calcaires primaires, karst, hydrologie.