

KARSTS ET PALEOTECTONIQUE JURASSIQUES DU DOMAINE BRIANÇONNAIS DES PREALPES

par

Aymon BAUD

(Musée de Géologie, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne)

Henri MASSON

(Institut de Géologie, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne)

et

Michel SEPTFONTAINE

(Section des Sciences de la Terre, rue des Maraîchers 13, CH-1211 Genève)



ABSTRACT

Description of the Jurassic *continental sedimentation* and paleotectonical evolution of the Briançonnais domain of the Prealps (NW Alps). The emphasis is put on the systematic description of the *paleokarsts*, their filling in a vadose or phreatic environment, and the final *dolomitisation* by mixing of marine and continental waters. The development of the paleokarst is intimately related to tectonics; it gives the key to the datation of a system of conjugate faults and tension fractures that proves the *distension* of the N margin of the inceptient Tethys.

RESUME

Description de la *sédimentation continentale* et de l'évolution paléotectonique du domaine Briançonnais des Préalpes. L'accent est mis sur la description systématique des *paléokarsts*, leur remplissage en milieu vadose ou phréatique, et la *dolomitisation* finale par mélange d'eaux marines et continentales. Le développement du paléokarst est étroitement lié à la tectonique; il donne la clé de la datation d'un système de failles conjuguées et de fractures d'extension, grâce auquel on peut montrer et étudier la *distension* de la marge N de la Téthys au Lias - Dogger.

I. INTRODUCTION: LE DOMAINE BRIANCONNAIS AU JURASSIQUE

Durant l'ouverture de la Téthys dans les Alpes au Jurassique, la marge N de l'océan en gestation révèle une grande mobilité. Du bassin N-alpin à la fosse piémontaise, on compte sur une transversale passant par la Suisse W au moins 3 seuils principaux qui émergent durant une partie du Jurassique: (1) La terre alémanique (TRUMPY 1971). (2) La plateforme pennique externe (ANTOINE 1972), complexe et entrecoupée de sillons mobiles; son bord S est jalonné au Dogger par des îles (seuil "S-valaisan") d'où dérive une partie des apports sédimentés dans le sillon subbriançonnais (FURRER ce vol.). (3) La plateforme Briançonnaise. Ces zones "hautes" sont caractérisées par une sédimentation néritique ou parfois continentale, et par d'importantes lacunes stratigraphiques. Entre chacune d'elles, des sillons accidentés de seuils secondaires présentent des faciès variés: la sédimentation de bassin y est souvent troublée par des décharges turbiditiques, ou même, le long des bordures les plus actives, par des arrivées grossièrement bréchiqes, notamment au Dogger (p. ex. sillon prépiémontais - nappe de la Brèche; WEIDMANN 1972, BEARTH 1976). La fig. 2 résume cette situation paléogéographique; dans ses grandes lignes, c'est un schéma alpin classique (p. ex. TRUMPY 1965), avec cependant quelques différences que nous ne pouvons développer ici (travail en prép. par A.B. et H.M.).

Les preuves directes de l'émersion des seuils du géosynclinal alpin sont le plus souvent très ténues. Même sur la plateforme Briançonnaise, dont l'émersion au Lias - Dogger est la plus anciennement et la mieux connue, les dépôts continentaux sont minces et discontinus. Mais, à la différence des autres terres émergées, le domaine Briançonnais présente une particularité qui permettra un enregistrement remarquable de son évolution continentale: la présence d'un Trias carbonaté et évaporitique de plus de 1000 m d'épaisseur (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975). Hachée par des failles et livrée à l'érosion, cette épaisse série essentiellement calcaire vit se développer au Jurassique un *karst* très important,

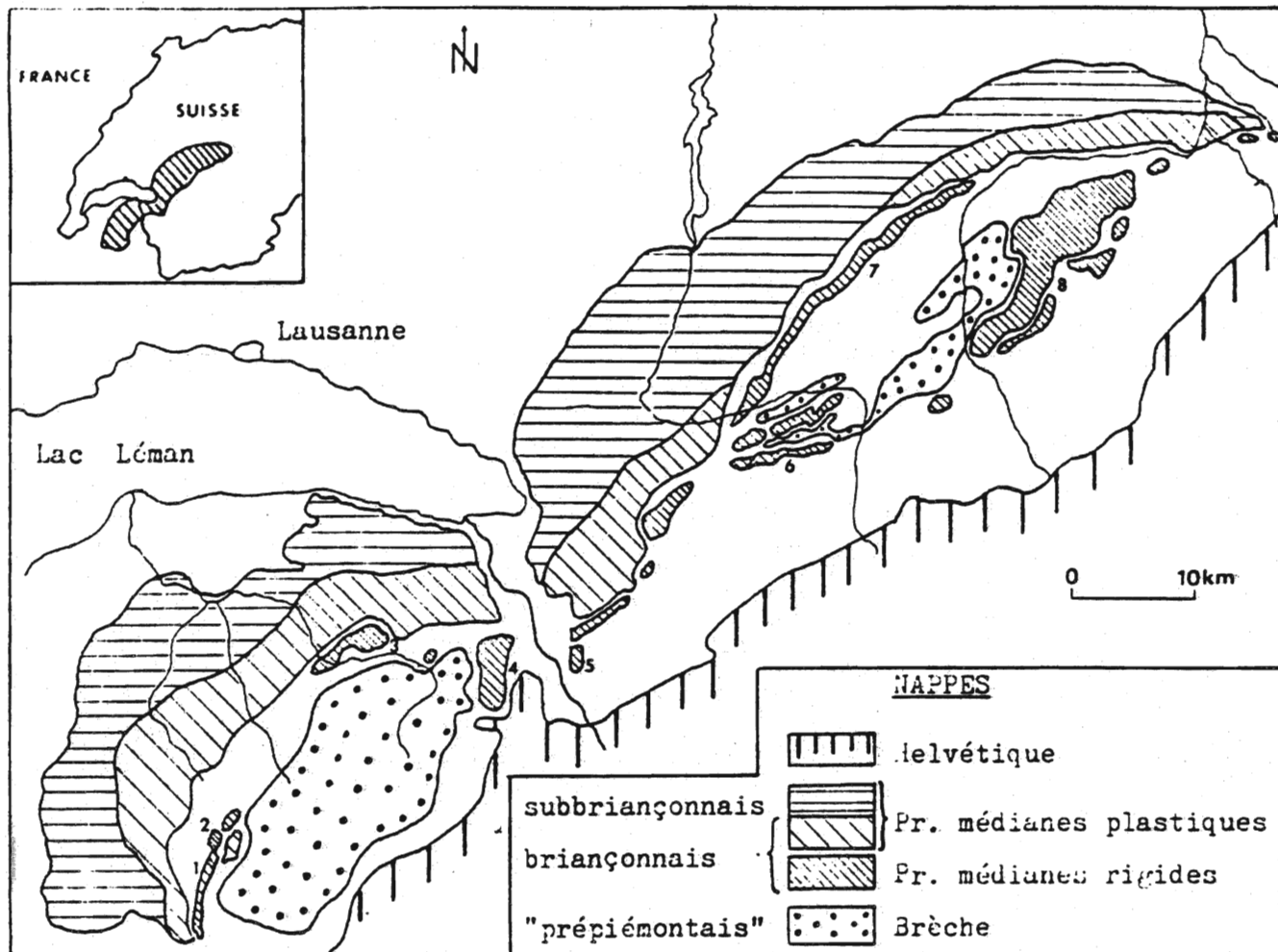


Fig. 1: Carte des unités tectoniques et des localités citées. 1- Somman - Haute-Pointe; 2- Grange Chavan; 3- Mont Chauffé; 4- Dréveneuse; 5- St-Triphon; 6- Gummfluh; 7- Gastlosen; 8- Spillgarten.

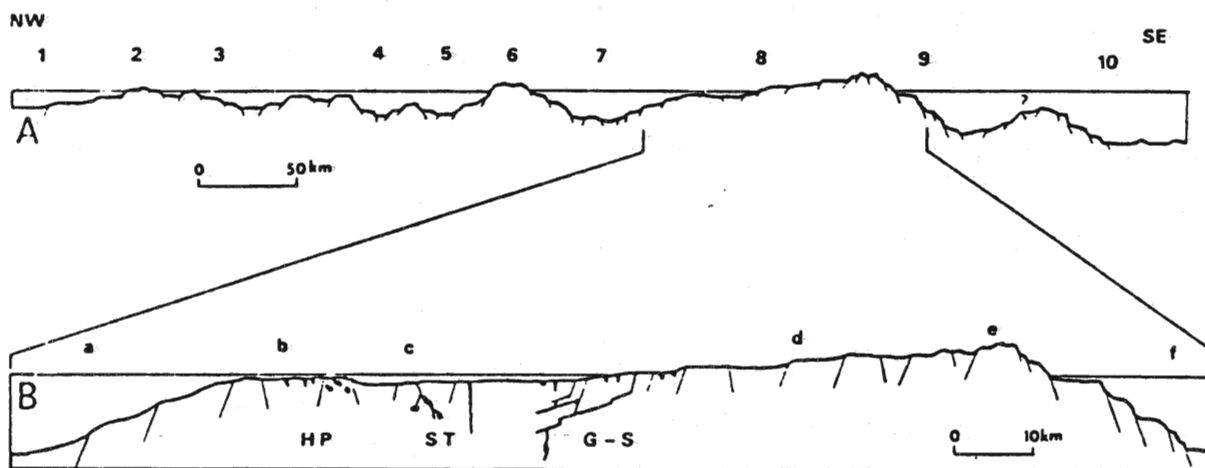


Fig. 2: Situation du domaine briançonnais sur un profil palinspastique schématisé et hypothétique des Alpes NW au Bathonien: A- profil général de la marge Nord-téthysienne avec: 1- bassin Nord-alpin; 2- seuil alémanique; 3- bassin helvétique; 4- sillon du Niesen; 5- sillon "zone submédiane"; 6- seuil "Sud-valaisan"; 7- sillon subbriançonnais; 8- domaine briançonnais; 9- sillon de la Brèche (= prépiémontais); 10- bassin piémontais.

B- profil du domaine briançonnais (voir également FURRER, ce vol.): a- talus méridional du sillon subbriançonnais; b- seuil externe de la plateforme (Somman - Tours d'Ai - Langel); c- bassin intérieur des Couches à Mytilus; d- terre émergée principale; e- horst "ultrabriançonnais"; f- talus NW, avec failles actives, du sillon de la Brèche.

Situation des paléokarsts: HP: Haute-Pointe; ST: St-Triphon; G-S: Gummfluh et Spillgarten.

b- seuil externe de la plateforme (Somman - Tours d'Ai - Langel); c- bassin intérieur des Couches à Mytilus; d- terre émergée principale; e- horst "ultrabriançonnais"; f- talus NW, avec failles actives, du sillon de la Brèche.

grâce auquel furent piégés et préservés divers sédiments continentaux. De plus, ce karst permet d'analyser et de dater les structures tectoniques contemporaines de l'émersion. Bien que parfois spectaculaires, ces phénomènes karstiques ont jusqu'ici peu attiré l'attention; les seules descriptions un peu détaillées de paléokarsts indubitablement jurassiques dans le domaine briançonnais sont celles de GENGE (1958) aux Spillgerten, DUBEY (1962) à la Gummfluh, et des auteurs de cette note (BAUD et MASSON 1975, SEPTFONTAINE et LOMBARD 1976). Les formations rubéfiées de la région de Briançon, classiquement interprétées comme des sidérolitiques jurassiques, seraient en réalité miocènes à quaternaires (MERCIER 1977).

La plateforme briançonnaise comportait sur son bord N le bassin néritique des Couches à *Mytilus*, formation marno-calcaire transgressive dont l'âge fut longtemps controversé. Les recherches récentes de l'un de nous (M.S.), PAGE (1969), et FURRER (ce vol.), confirmant les conclusions de DE LORIOU et SCHARDT (1883), montrent que la partie la plus typique de ces couches (niveaux II et III de RENZ) a un âge Bathonien, peut-être Bajocien sup. à sa base. Un seuil secondaire séparait ce bassin côtier de la haute-mer subbriançonnaise (JEANNET 1918). Il était tantôt immergé, p. ex. dans les Préalpes bernoises (FURRER, ce vol.), tantôt émergé, p. ex. dans les Préalpes vaudoises (Tours d'Ai) et au Chablais (Somman), où se déposait à fleur d'eau le "Calcaire rosé coralligène" (= formation de Somman, Aalénien sup. - Callovien ? ; définition en prép. par M.S.) et où prenaient naissance certains des paléokarsts que nous allons décrire.

Aujourd'hui, le domaine briançonnais a été découpé par la tectonique alpine en secteurs (nappes, écaillés, klipptes) qui ont subi des translations variables, et entre lesquels se posent des problèmes de corrélation délicats et longtemps controversés (pour la problématique et l'historique de cette question, cf. MASSON 1976, p. 551 - 555). Dans les Préalpes, le domaine briançonnais se retrouve partagé entre la partie interne de la nappe des Préalpes Médiannes Plastiques et la nappe des Préalpes Médiannes Rigides (fig. 1). L'intensité de l'érosion du Trias au cours du Jurassique exerça une importante influence sur le jeu des niveaux de décollement pendant l'orogénèse alpine; des comparaisons stratigraphiques détaillées permettent de retrouver l'arrangement originel des écaillés de Rigides aujourd'hui interverties (BAUD 1972, SEPTFONTAINE 1976). Au NW, le domaine subbriançonnais forme le gros des Plastiques. Superposée aux Préalpes Médiannes, la nappe de la Brèche provient du sillon prépiémontais.

Pour conclure, une caractéristique du géosynclinal alpin est de présenter dans sa partie N des seuils mobiles à tendance ascendante au moment même où s'ouvraient au S les fossés qui évoluèrent ensuite en bassins profonds à ophiolites. La connaissance des mécanismes responsables de l'individualisation de ces seuils et de leurs mouvements serait fort utile à une reconstitution d'ensemble de la paléotectonique alpine. D'où l'importance des documents relatifs à l'émersion de ces seuils, et particulièrement de la plateforme briançonnaise.

II. SEDIMENTS CONTINENTAUX DE LA PLATEFORME BRIANCONNAISE

Les principaux types de sédiments continentaux dans le Jurassique des Préalpes Médiannes sont (SCHARDT 1884 niveau E, RENZ 1935 niveau I):

A - Les *brèches* carbonatées continentales. Elles forment des dépôts discontinus, d'épaisseur métrique à décamétrique. Leurs éléments, de taille centi - à décimétrique (avec parfois des blocs métriques), mal classés, plus ou moins anguleux, consistent principalement en dolomies et calcaires du Trias et du Lias, avec accessoirement des silex du Lias et localement des débris charbonneux. Leur âge est imprécis et probablement variable (Lias sup. - Dogger inf.). On les a souvent confondues avec les brèches dolomitiques du Carnien, dont elles sont parfois très difficiles à distinguer. Leur substratum dépendant du jeu des panneaux tectoniques au cours du Lias, elles reposent sur divers terrains, du Trias moyen au Calcaire rosé coralligène de l'Aalénien sup. - Bajocien. Elles sont surmontées par des dépôts palustres ou marins liés à la transgression des Couches à *Mytilus*.

B - Les dépôts *palustres*: marnes et grès à plantes, calcaires sombres à characées, charbons. Ces dépôts d'épaisseur métrique jalonnent la base des Couches à *Mytilus*. Les témoins d'une flore continentale à *Zamites renevieri* ont été reconnus par les anciens auteurs. Une étude récente a montré la présence de pollens de conifères, en particulier de Pinacées très abondantes, et de spores de Filicales, surtout des Gleicheniacées (CHATEAUNEUF et al. 1973). Ces auteurs en déduisent un paysage de zones basses et humides couvertes de fougères, bordées par des collines plus sèches à conifères, auxquels il faut ajouter les Bennettitales.

Tableau I: CLASSIFICATION DES PALEOKARSTS SELON LA LOCALISATION ET LE PROCESSUS D'OUVERTURE

Localisation:		Processus d'ouverture:				
		Intensité de la karstification				
		Fracturation (ouverture tectonique)	Fracturation + dissolution faible à modérée ± éboulement		Dissolution (= corrosion) (ouverture chimique) pure ou largement prédominante ± érosion mécanique et éboulement	
Sait une surface de discontinuité:	- Tectonique (fracture s.l.) - Stratigraphique (joint de stratification)	Compression				[stylolites]
		Cisaillement [fracture fermée] Extension [fracture ouverte] Type 1	Fissure karstifiée Types 2 et 3	Filon karstique Type 4	Conduit Type 5	Poche Type 6
Ne suit pas de discontinuité évidente				Sill ou filon-couche Type 7	Poche atectonique Type 8	

Tableau II: COMPOSITION ET ORIGINE DES REMPLISSAGES DES PALEOKARSTS

Composition	Origine			
	Clastique		Chimique	
	Continentale	Marine	Précipitation	Transformation (s.l.) et croissance de cristaux
Carbonates	Calci } lutite à -rudite Dolo } <i>Eléments d'origine superficielle ou intrakarstique: débris d'encroûtement ou de ciment (silt vadose, etc.)</i>	Bioclastes, etc.	Calcite, (aragonite) (Ciments)	Calcite Dolomite ↑ ↑ ↑ Recristallisation Dolomitisation karstique
Argiles et hydroxydes d'Al	Illite, kaolinite, chlorite (Gibbsite), boehmite <i>Héritage des sols et des sédiments superficiels</i>		Sépiolite	Chlorite, pyrophyllite Diaspore ↑ Diagenèse et anchimétamorphisme
Quartz	Grès			
(Hydr)oxydes de Fe	Hématite et goéthite			

C - Les *sols* résiduels: rarement préservés. On les trouve remaniés sous les niveaux de transgression du Dogger ou du Malm, piégés dans des dépressions karstiques; localement ils forment des couches d'épaisseur métrique, avec une intercalation marine à Nérinées (bauxite de Dréveneuse, BADOUX et DE WEISSE 1959). Leur composition est celle de latérites plus ou moins évoluées vers le pôle bauxitique. L'évolution la plus poussée s'observe dans les écailles les plus internes (Dréveneuse, Spillgerten), sur les compartiments qui subirent au Jurassique la surrection la plus importante. Des bauxites sont également connues en Vanoise (ELLENBERGER 1958).

D - Les *remplissages de paléokarsts*. A ces sédiments superficiels connus depuis longtemps s'ajoutent les remplissages des cavités karstiques profondes, découverts plus récemment et en cours d'étude. Le chapitre suivant leur est consacré.

III. LES PALEOKARSTS JURASSIQUES DES PREALPES MEDIUMNES

Devant la diversité des paléokarsts observés, nous avons cherché à en donner une classification basée conjointement sur plusieurs critères qui mettent en évidence les conditions de leur genèse et de leur évolution.

Le tableau I présente une classification morpho-tectonique basée d'une part sur la localisation du karst, c'est-à-dire sur la nature de la discontinuité préexistante à partir de laquelle la cavité s'est développée; d'autre part sur le mécanisme présumé de la croissance de cette cavité. Cette classification reflète donc la phase d'*ouverture* du karst (*karstogenèse*). Nos recherches à St-Triphon ont montré une *relation intime entre les phénomènes tectoniques et la karstogenèse*, les phases d'ouverture et de remplissage des cavités s'insérant dans la chronologie des phases de fracturation (BAUD et MASSON 1975). Aussi le tabl. I incorpore-t-il des structures purement tectoniques, notées entre [], qu'il serait en réalité artificiel de séparer des structures karstiques. C'est le cas des fractures ouvertes ou fermées, qui peuvent être le stade initial d'un processus karstique, et des stylolites. L'estimation du rôle de la dissolution relativement à l'écartement tectonique dans l'élargissement d'une fracture est souvent difficile. En définitive, c'est la nature du remplissage, p. ex. dans les types (2) et (3), qui démontre que les cavités appartenaient à un réseau karstique. Parmi les cavités que la corrosion a notablement agrandies à partir de la discontinuité originelle, nous distinguons selon leur forme à 3 dimensions:

- les *filons karstiques* (discordants) et les *sills* (concordants), limités par deux plans parallèles.
- les *conduits*, plus ou moins cylindriques; c'est une forme spécifique de l'activité karstique; leur section caractérise le régime hydrodynamique (phréatique ou vadose, cf. IV).
- les *poches*, de forme plus irrégulière, engendrées soit en profondeur et apparaissant alors ± fermées de tout côté (sauf d'étroites fissures), soit en surface (paléodolines) et scellées par une transgression. Parfois on n'observe aucune relation nette avec la tectonique ou la stratigraphie (poche atectonique). Nous appelons *poche complexe* les réseaux denses et anastomosés de poches, filons et sills qui "bourgeonnent" en découpant de grands blocs irréguliers d'encaissant.

Le tableau II synthétise les données sur la nature pétrographique des remplissages et leur mode de dépôt; il exprime les conditions régnant pendant la phase de *fermeture* ou *colmatage* du karst. Il faut souligner que l'évolution du karst briançonnais a pris fin avant son terme théorique (phase de sénilité hydrologique) par ennoyage lors de la transgression bathonienne; c'est donc un karst fossilisé "accidentellement" par immersion (cf. LAGNY 1974). Les matériaux d'origine continentale jouent cependant un rôle très important dans ses remplissages.

Les remplissages ont souvent une structure bréchique. Il faut bien distinguer les vraies brèches (Pl. I fig. 2), formées de fragments dissociés et ayant subi un transport (même faible), et les *pseudobrèches* (Pl. I fig. 5), dont les éléments sont des reliquats non déplacés de l'encaissant découpé par un réseau serré de fissures karstifiées.

Dans la description systématique qui va suivre, les types (1, 2, etc.) sont distingués d'après les critères morpho-tectoniques relatifs à la phase d'ouverture (tabl. I), et les sous-types (A, B, etc.) d'après la localisation profonde (intracrustale) ou superficielle (subaérienne ou sous-marine) de la cavité, les conditions hydrodynamiques de son évolution, ou la nature de son remplissage.

(1) Fissure d'extension

Localisation: Fracture d'extension (souvent en échelons dans des zones de cisaillement).

Ouverture: Tectonique.

(1 A) Fissure profonde

Remplissage: Chimique (calcite spathique).

Ex: St-Triphon (Andonces). Encaissant: calcaire (Anisien). Age de l'ouverture et du remplissage dans le contexte paléotectonique: précoce (anté-stylolites). Références: BAUD et MASSON 1975 fig. 6.

(1 B) Fissure superficielle sous-marine. Pl. I fig. 3.

Remplissage: En 2 phases (qui peuvent se répéter): 1) chimique (calcite géodique); 2) clastique marin.

Ex: Gummfluh. Encaissant: Calcaires rubanés (Ladinien) sous la surface de transgression des Couches à Mytilus, d'où provient la partie clastique du remplissage. Age: Bajocien sup.-Bathonien.

Des fissures sous-marines du même type, d'âge Callovien-Oxfordien inf., ont été décrites près de Briançon par BOURBON et DE GRACIANSKY 1975.

(2) Fissure karstifiée

Localisation: Fracture d'extension, plus rarement de cisaillement.

Ouverture: Tectonique, puis faible élargissement par dissolution.

(2 A) Avec remplissage carbonaté, en 2 phases réalisant une structure géopète:

1) clastique (dolomicrite à -siltite); 2) chimique (calcite spathique).

Ex: St-Triphon (Andonces). Encaissant et âge: comme (1 A). Réf.: BAUD et MASSON 1975 fig. 2 et 3.

(2 B) Avec remplissage ferrifère: Hématite (lessivée de latérites superficielles).

Ex: Gummfluh. Encaissant: calcaire (Anisien et Ladinien). Age: Anté - Couches à Mytilus.

(3) Pseudobrèche karstique

Localisation: Réseau dense de fractures ± joints de stratification.

Ouverture: Tectonique + dissolution faible à modérée.

Remplissage: Clastique: dolomicrite à -siltite + fragments d'encaissant; ± dolomitisé.

Ex: 1) St-Triphon (Lessus). Encaissant: calcaire (Anisien). Pl. I fig. 5.

2) Spillgarten. Encaissant: Calcaires rubanés (Ladinien). Réf.: GENGE 1958.

(4) Filon karstique

Localisation: Faille, généralement ± verticale (extension ou cisaillement).

Ouverture: Tectonique + dissolution ± éboulement des parois.

Remplissage: Clastique: Brèche karstique = fragments anguleux de calcaire encaissant, complètement dissociés et désorientés, dans une matrice rouge ou jaune; ± dolomitisé. Pl. I fig. 2.

Ex: 1) St-Triphon (Fontenailles). Le long d'une faille de rejet vertical atteignant 60 m dans les Calcaires de St-Triphon.

2) Spillgarten. Encaissant: Calcaires rubanés (Ladinien). Réf.: GENGE 1958 pl. IV fig. 3.

(5) Conduit

Localisation: Sur une fracture (favorisé par une concentration de petites fractures d'extension en échelons sur la fracture principale, ou par son intersection avec une autre fracture ou avec un joint de stratification).

(5 A) Conduit *phréatique* (section subelliptique). Pl. I fig. 1.

Ouverture: Dissolution ± érosion mécanique, en milieu phréatique.

Ex: Haute-Pointe (Escaliers de Somman, coord. 924,8/137,4). Encaissant: Calcaire rosé coralligène (Aalénien sup. - Bajocien). Age: Bajocien. Remplissage complexe: a) Argile rouge: illite (55 % ph. arg.), chlorite (30%), kaolinite (15%), calcite et hématite. b) Galets du calcaire encaissant. c) Blocs mamelonnés de grès rouge: grains de quartz anguleux, bien classés, parfois calcitisés, dans un ciment de calcite sparitique et d'hématite, illite, kaolinite, avec traces de chlorite et de sépiolite. Interprétés comme des portions rapidement cimentées d'anciennes lentilles sableuses, ultérieurement érodées, en milieu probablement vadose.

(5 B) Conduit avec *surcreusement vadose*.

Ouverture: Dissolution en 2 phases: 1) phréatique (section subelliptique); 2) vadose (surcreusement en V).

Ex: St-Triphon (Andonces). Encaissant: calcaire (Anisien). Age: post-fissures type (2 A) et post-stylolites. Remplissage: Clastique, bien stratifié; dolomicrite à -rudite (galets arrondis). Dans une séquence de remplissage complète, *granoclassement d'abord inverse, puis normal*. Insolubles: sépiolite, illite, chlorite, quartz, feldspath K, goethite. Réf.: BAUD et MASSON 1975 fig. 4 et 5.

(6) Poche

(6 A) Poche simple.

Localisation et ouverture: Dissolution à partir d'une fracture (souvent mal visible).

Ex: Gummfluh. Encaissant: Calcaire rubané (Ladinien). Age: Anté-Bathonien. Remplissage clastique ± chimique, à base de carbonates, argiles et hématite, souvent polyphasé; fréquentes figures de déformation synsédimentaire; plusieurs types de sédiments et de ciments *vadoses*:

- débris de cristaux;
- silt dolomitique à batonnets et pellets d'argile rouge à hématite ("pellets diagénétiques" d'EPTING 1974);
- micrite centrifuge à disposition stalagtitique (cf. PURSER 1975);
- ciment carbonaté en feston (Pl. II fig. 1); figures très semblables à celles décrites par ASSERETO et al. (1975) et EPTING (1974).

Colmatage probablement en milieu phréatique avec cimentation géodique de calcite et sédimentation (ou cimentation) d'hématite. On note aussi un remplissage de cristaux automorphes de dolomite dans une matrice d'illite et chlorite, avec lits riches en hématite (Pl. II fig. 3).

(6 B) Poche complexe. Pl. I fig. 4 et Pl. II fig. 4 et 5.

Localisation et ouverture: Complexe anastomosé de filons et de sills, ouverts par dissolution et effondrements de blocs à partir de fractures tectoniques et de joints stratigraphiques. Bordures souvent pseudobréchiques.

Ex: St-Triphon (Lessus). Encaissant: Calcaires de St-Triphon (Anisien). Remplissage: clastique (dolomicrite à -arénite), d'origine mixte marine (bioclastes abondants) et continentale (lithoclastes, hématite, etc.), ± chargé de blocs de calcaire encaissant. Souvent finement lité, granoclassement normal, figures de charge. Polyphasé (discordances internes). Insolubles: sépiolite, illite, ± chlorite, hématite, goethite, quartz. Blocs et encaissant ± dolomités. Réf.: BAUD et MASSON 1975 fig. 8.

(7) Sill karstique

Localisation: Selon la stratification.

Ouverture: Dissolution ± fragmentation des parois.

Ex: Gummfluh. Encaissant: Calcaires rubanés (Ladinien). Age: anté-Bathonien. Remplissages variés (Pl. II fig. 2 et 6), avec notamment plusieurs types de sédiments et de ciments *vadoses*:

- débris de cristaux et silt dolomitique;
- sphéroïdes à grands cristaux de calcite disposés radialement, envahis par des petits cristaux de dolomite; interprétés comme un concrétionnement plus ou moins remanié (cf. EPTING 1974 fig. 36 - 37 et ASSERETO et al. 1975, p. 9);
- ciment en ménisque, entièrement recristallisé.

Une sédimentation d'argile rouge à illite, chlorite et hématite peut intervenir au cours des différents stades du remplissage. Nombreuses microcavités à bi- ou triremplissage.

(8) Poche atectonique

(8 A) Poche ± profonde à remplissage bréchrrique.

Localisation: Irrégulière, sans relation visible avec la tectonique ou la stratigraphie.

Ouverture: Dissolution ± éboulement des parois.

Remplissage: Clastique, grossier, non stratifié, chaotique: brèche à éléments du calcaire encaissant (éboulis) et ciment calco-ferrugineux.

Ex: Haute-Pointe (flanc NE; coord. 925,3; 139,4). Encaissant: Calcaire rosé corraligène (Aalénien sup. - Bathonien). Age: Bajocien - Bathonien. Réf.: SEPTFONTAINE et LOMBARD 1976 pl. I fig. 2.

(8 B) Poche superficielle à paléosol.

Localisation: Irrégulière, sous une surface de transgression. Sans relation visible avec la tectonique.

Ouverture: Dissolution.

Remplissage: Latérite ± évoluée.

Ex: 1) Haute-Pointe (Grange Chavan; coord. 925,9; 140,05). Kaolinite (20 - 80%), chlorite (0 - 40%), hématite (0 - 30%), diaspoire (0 - 20%), goethite, traces d'illite dégradée. Encaissant: brèche calco-dolomitique longtemps considérée comme triasique, en réalité probablement Lias sup. - Bajocien. Recouvert par le grès de la base des Couches à Mytilus. Réf.: LUGEON 1896 p. 68 et 116, LOMBARD 1940 p. 62, VERNET 1964, SEPTFONTAINE et LOMBARD 1976.

2) Spillgerten:

- Echantillon de la collection de Genge no. 162 (sous la surf. transgression des C. à Mytilus): nodules de goethite pure.
- Ech. coll. Genge no 169 (sous la surf. transgression du Callovien): pyrophyllite, illite, diaspoire, hématite, un peu de boehmite et de chlorite.
- Ech. coll. Rabowski (sous la surf. transgression du Malm): illite, chlorite, diaspoire et goethite.

(8 C) Cavités de type "stromatactis".

Localisation et ouverture: Dissolution, probablement à partir de minéraux solubles ou par redissolution des remplissages de petites cavités préexistantes.

Remplissage: 1) Clastique fin, dolomitique, calcaire et argileux. 2) Chimique: calcite géodique.

Ex: Spillgerten. Encaissant: Ladinien sup. Réf.: GENGE 1958 Pl. 6 fig. 5.

IV. HYDRODYNAMIQUE ET EVOLUTION DU PALEOKARST BRIANCONNAIS

Les observations témoignant avec certitude d'une circulation *vadose* sont peu nombreuses:

1) La morphologie des conduits de St-Triphon (type 5 B). La section elliptique de base (rapport des axes $\sim 2/1$ sur une section perpendiculaire à l'axe du conduit) est considérée comme typique d'un creusement phréatique (SWEETING 1972). Nous pouvons l'expliquer par l'anisotropie de la résistance de la roche à la dissolution dans un milieu où l'action corrosive de l'eau s'exerce de façon isotrope; ce qui est le cas du milieu phréatique. Le surcreusement en V à la base de la cavité, qui rompt la symétrie et procure ainsi un critère de polarité, est au contraire typique d'un écoulement vadose. Nous admettons que la première phase du remplissage (granoclasement inverse) s'est également déroulée en milieu vadose.

2) Les remplissages des poches (6 A) et des sills (7) de la Gummfluh montrent de beaux exemples de ciments vadoses.

3) Avec moins de certitude, on peut admettre que les blocs concrétionnés de grès du conduit (5 A) se sont cimentés en milieu vadose.

En l'absence d'autres preuves de circulation vadose, il nous paraît probable qu'une grande partie du paléokarst briançonnais s'est développée dans des conditions *phréatiques*. La pluviosité élevée (flore abondante, sols latéritiques) maintenait la surface piézométrique assez haut pour assurer une circulation forcée, p. ex. à la manière du karst de Floride (JORDAN 1950). Concernant la pénétration de l'eau, deux cas peuvent être distingués:

1) Sur la barre récifale émergée qui séparait le bassin à Mytilus de la haute mer, l'eau trouvait des roches très perméables dans lesquelles elle pénétrait facilement, creusant un réseau dense et très irrégulier. Ce sont les "poches atectoniques" (8 A) du Calcaire rosé coralligène.

2) Au SE de ce secteur, l'eau tombait sur les calcaires compacts et très peu perméables du Trias. Elle ne pouvait s'y infiltrer qu'à la faveur de discontinuités tectoniques ou stratigraphiques, que son action dissolvante élargissait progressivement pour engendrer toute la variété des cavités observées. Les phases vadoses correspondent probablement aux époques de plus haute élévation au-dessus du niveau de la mer. Il est intéressant de constater que les plus nombreuses preuves de remplissage vadose se trouvent dans l'écaille de la Gummfluh, qui est tectoniquement une "Rigide interne" (BAUD 1972), donc qui provient d'une zone qui a subi au Lias une forte élévation tectonique.

L'ensemble de nos observations, en montrant l'ampleur des phénomènes karstiques, corrobore la pertinente hypothèse d'ELLENBERGER (1958, p. 292) sur le nivellement de la plateforme briançonnaise par dissolution. Mais, à l'aplanissement superficiel par recul latéral des reliefs au-dessus du niveau piézométrique, elles ajoutent la révélation d'un karst souterrain très actif en milieu phréatique. C'est ce karst qui assurait le drainage efficace des résidus de dissolution, nécessaire à leur évolution vers les bauxites.

Durant la redescente du domaine briançonnais au cours du Dogger, le karst s'ennoya progressivement et fut ainsi fossilisé avant d'avoir achevé son évolution subaérienne. A ce moment la barre à fleur d'eau du Calcaire rosé coralligène dut offrir un paysage perforé de dolines et de "trous bleus" à la manière des Bahamas (BOURROUILH 1974). Plus à l'intérieur, dans le karst, l'eau marine se mêla à la circulation phréatique de l'eau douce d'origine continentale, ce qui causa l'importante dolomitisation que nous allons décrire.

V. DOLOMITISATION KARSTIQUE

La dolomitisation des remplissages est fréquente dans les paléokarsts briançonnais. Elle est particulièrement spectaculaire dans les poches complexes de St-Triphon (BAUD et MASSON 1975), dans les sills de la Gummfluh, et dans les filons des Spillgerten (GENGE 1958). La dolomitisation s'attaque non seulement aux remplissages fins (dans lesquels les débris d'échinodermes se montrent particulièrement résistants), mais aux blocs et au calcaire encaissant, qui sont couramment transformés sur une épaisseur de l'ordre du dm. Au microscope, on observe: (1) l'apparition d'un nuage de petits cristaux automorphes de dolomite dans les plages de calcite; (2) le nourrissage de grains dolomitiques primitifs, particulièrement dans les sédiments de granulométrie grossière. La préservation de structures préexistantes démontre une métasomatose à volume constant. La dolomitisation n'a pas été observée dans les paléokarsts de la région de la Haute-Pointe.

Il est clair que la dolomitisation karstique ne peut pas être expliquée par les modèles de dolomitisation, classiques depuis une quinzaine d'années, basés sur la percolation d'une saumure enrichie en Mg par évaporation dans une lagune. Essayons de préciser les conditions dans lesquelles elle s'est effectuée:

effectuée:

A - Milieu *chimique*: nous pouvons le caractériser en 3 points:

1 - Oxydant: abondance d'hématite et goethite, absence de sulfures. Ce point semble sans influence sur la dolomitisation, mais mérite d'être signalé par contraste avec d'autres paléokarsts qui présentent des phénomènes semblables mais furent dolomités en milieu réducteur (p. ex. CROS et LAGNY 1969, DZULYNSKI et KUBICZ 1971, LAGNY 1974, BOGACZ et al. 1975).

2 - Basique: La sépiolite, minéral argileux caractéristique dans plusieurs remplissages, est réputée pour se former en milieu basique, "à partir des produits de lessivage des continents, sous des climats latéritiques ou fortement hydrolysant" (MILLOT 1964).

3- Magnésien: Tant la néoformation de sépiolite que la dolomitisation demandent un apport de Mg. Ceci ne signifie cependant pas que la concentration en Mg ait dû être très élevée.

B - Conditions *géologiques*: La dolomitisation, là où elle est importante, apparaît comme un événement tardif dans l'histoire des remplissages (sans quoi on observerait des structures de sédimentation ou d'érosion recoupant les fronts de dolomitisation, ce qui n'est pas le cas). Nous pensons donc que la dolomitisation est, dans une large mesure, liée à l'ennoyage progressif du karst sous la mer transgressive du Dogger. Le réseau karstique était alors alimenté:

1 - D'une part par des *eaux marines* qui l'envahissaient à mesure que progressait la transgression.

2 - D'autre part par des *eaux douces* qui provenaient de la partie encore émergée de la plate-forme (cf. fig. 2). On sait que, dans un karst phréatique, l'eau continentale peut circuler sous le niveau de la mer et remonter sous forme de sources sous-marines.

Dans ces conditions, il devait se produire dans le karst des *mélanges* et des *alternances* répétées d'*eaux de salinité variable*. L'origine mixte (marine + continentale) du remplissage des poches complexes (6 B) de St-Triphon confirme la réalité de ces mélanges. Or de telles conditions paraissent particulièrement propices à la dolomitisation: l'eau de mer apporte le Mg, tandis que l'eau continentale, ayant circulé en contact avec du calcaire, est devenue alcaline et apporte les anions CO_3^{--} qui, selon LIPPMANN (1968), sont nécessaires pour rompre l'enveloppe d'hydratation des ions Mg^{++} . Cette situation de mélange d'eaux marines et douces correspond bien à un nouveau modèle de dolomitisation, dit "dorag", basé sur l'action d'eaux de salinité réduite avec un rapport Mg/Ca proche de 1 (HANSHAW et al. 1971, BADIOZAMANI 1973, LAND 1973, BOURROUILH 1973, FOLK et LAND 1975, DE BOER 1977).

Une confirmation géologique de la validité de ce modèle réside dans l'absence de dolomitisation des remplissages karstiques sur le seuil de Somman entre le bassin côtier à Mytilus et la haute mer: lorsque la transgression recouvrit ce seuil, son karst, éloigné de la terre ferme, cessa rapidement d'être alimenté en eau douce et la dolomitisation ne put se produire. Au contraire, la dolomitisation est intense dans les karsts situés sur le bord interne du bassin, qui continuaient à être alimentés en eau continentale phréatique à partir de la portion encore émergée de la plate-forme briançonnaise.

On rencontre aussi des lits de dolomie jaune à la base des Couches à Mytilus, dans la zone de passage du faciès palustre (II. B) au faciès marin. Le contexte n'a rien d'évaporitique. Probablement que, là aussi, la dolomie résulte du mélange des eaux douces et salées lors de l'inondation des lagunes marécageuses.

VI. CONCLUSIONS PALEOTECTONIQUES

— Dans les Préalpes Médiannes, le "renversement de subsidence" qui mène à l'émersion du domaine briançonnais débute au Pliensbachien (BADOUX et MERCANTON 1962). La surrection fut la plus forte à son bord interne, au S duquel un talus mobile s'ouvrait sur le sillon profond de la nappe de la Brèche (SCHARDT 1898, WEIDMANN 1972).

— Cette vaste île couverte de Zamites et de Conifères est aussitôt attaquée par l'érosion karstique qui nivelle les reliefs. Les résidus de dissolution donnent des sols, qui, drainés par le karst, évoluent vers des bauxites. Des brèches calco-dolomitiques d'éboulis ou torrentielles s'accumulent localement au bas des pentes, et des sables, marnes et charbons se déposent dans les marécages côtiers.

— Le paléokarst permet de déchiffrer les mécanismes tectoniques de cette évolution géographique. Il joue le rôle d'un fil conducteur entre la surface et l'intérieur de la croûte terrestre, grâce auquel on peut corréliser le jeu des fractures avec la stratigraphie. Ainsi nous avons pu *corréliser avec cette phase d'émersion jurassique un système de failles normales conjuguées, de fractures d'extension* (parallèles au plan bissecteur des précédentes, ou en échelons dans des zones cisailantes conjuguées), *et de stylolites concordants*, qui démontre un champ de contraintes avec une compression maximale subverticale, c'est-à-dire une tectonique en *distension* (BAUD et MASSON 1975). Des structures vadoses dans des cavités karstiques au sein de calcaires anisiens permettent d'évaluer à plus de 1000 m la surrection de cette partie relativement externe de la plate-forme briançonnaise.

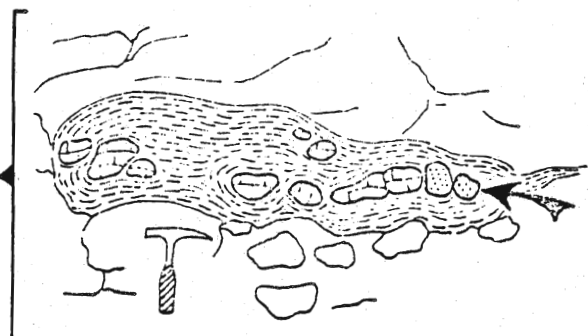
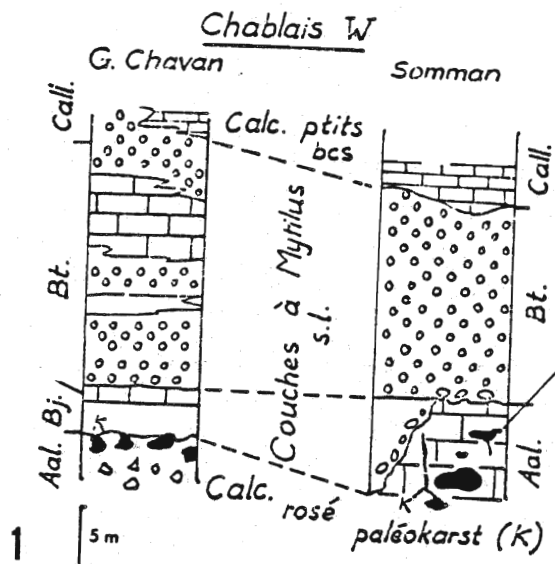
BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE, P. (1972): Géol. alp. 48, 5 - 40.
- ASSERETO, R., CLARI, P. A., GAETANI, M., MASSARI, F., SORBINI, L., et STURANI, C. (1975): 9e Congr. Int. Sédimentol. (Nice), Excursion 14.
- BADIOZAMANI, K. (1973): J. sediment. Petrol. 43, 965 - 984.
- BADOUX, H., et MERCANTON, C.-H. (1962): Eclogae geol. Helv. 55/1, 135 - 188.
- BADOUX, H., et WEISSE, G. DE (1959): Bull. Soc. vaudoise Sci. nat. 67, 169 - 177; Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 126.
- BAUD, A. (1972): Eclogae geol. Helv. 65/1, 43 - 55.
- BAUD, A., et MASSON, H. (1975): Eclogae geol. Helv. 68/1, 131 - 145.
- BAUD, A., et MEGARD-GALLI, J. (1975): 9e Congr. Int. Sédimentol. (Nice) 5, 45 - 53.
- BEARTH, P. (1976): Eclogae geol. Helv. 69/1, 149 - 161.
- BOER, R. B. DE (1977): Geochim. Cosmochim. Acta 41, 265 - 270.
- BOGACZ, K., DZULYNSKI, S., HARANCZYK, C., et SOBCZYNSKI, P. (1975): Ann. Soc. géol. Pol. 45, 139 - 155.
- BOURBON, M., et DE GRACIANSKY, P. C. (1975): 9e Congr. int. Sédimentol. (Nice) 4, 27 - 31.
- BOURROUILH, F. (1973): Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 7, 111 - 135.
- (1974): Marine Geol. 16, 213 - 235.
- CHATEAUNEUF, J.-J., DEBELMAS, J., FEYS, R., LEMOINE, M., et RAGOT, J.-P. (1973): C. R. Acad. Sci. (Paris) 276, 1649 - 1652.
- CROS, P., et LAGNY, P. (1969): Sci. Terre 14, 139 - 195.
- DUBEY, R. (1962): Géologie de la partie occidentale des Rochers de Château-d'Oex. Thèse inédite, Fribourg.
- DZULYNSKI, S., et KUBICZ, A. (1971): Ann. Soc. géol. Pol. 41, 519 - 530.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. carte géol. France.
- EPTING, M. (1974): Ablagerung, Diagenese und Paläogeographie der mitteltriadischen Sedimente in der Ostlombardei/Italien. Dissert. Münster.
- FOLK, R. L., et LAND, L. S. (1975): Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 59, 60 - 68.
- FURRER, U. (ce vol.): Symp. Sédiment. jurass. Ouest-europ., Paris 1977.
- GENGE, E. (1958): Eclogae geol. Helv. 51/1, 151 - 211.
- HANSHAW, B.B., BACK, W., et DEIKE, R. G. (1971): Econ. Geol. 66, 710 - 724.
- JEANNET, A. (1912 - 1918): Matér. carte géol. Suisse (n.s.) 34.
- JORDAN, R. H. (1950): J. Geol. 58, 261 - 268.
- LAGNY, P. (1974): Sci. Terre 19, 193 - 233.
- LAND, L. S. (1973): Sedimentology 20, 411 - 424.
- LIPPMANN, F. (1968): La synthèse des carbonates doubles de Ba-Mg et Pb-Mg à 20 °C environ: modèle de dolomitisation. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel.
- LOMBARD, A. (1940): Eclogae geol. Helv. 33/1, 53 - 178.
- LORJOL, P. DE, et SCHARDT, H. (1883): Mém. Soc. Pal. Suisse 10.
- LUGEON, M. (1896): Bull. Serv. Carte géol. France 7/49, 337 - 646.
- MASSON, H. (1976): Eclogae geol. Helv. 69/2, 527 - 575; Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 219.
- MERCIER, D. (1977): Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Thèse, Paris.
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. Masson, Paris.
- PAGE, C. (1969): Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 58/2.
- PURSER, B. H. (1975): Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse, Orsay.
- RENZ, H. H. (1935): Eclogae geol. Helv. 28/1, 141 - 247.
- SCHARDT, H. (1884): Bull. Soc. vaudoise Sci. nat. 20, 1 - 183.
- (1898): Bull. Soc. vaudoise Sci. nat. 34, 114 - 219.
- SEPTFONTAINE, M. (1976): Arch. Sci. (Genève) 29/3, 273 - 286.
- SEPTFONTAINE, M., et LOMBARD, A. (1976): Eclogae geol. Helv. 69/2, 425 - 460; Bull. Lab. Géol. Lausanne 219.
- SWEETING, M. M. (1972): Karst landforms. Macmillan, London.
- TRUMPY, R. (1965): Umschau 18, 573 - 577.
- (1971): Ann. Inst. geol. publ. hung. 54/2, 369 - 382.
- VERNET, J. (1964): Bull. Groupe franç. Argiles 15, 39 - 46.
- WEIDMANN, M. (1972): Géol. alp. 48, 229 - 246.

Remerciements: Les auteurs remercient M. Rapin (Genève), Mme Dufresnes, M. Gasche et le Prof. Steck (Lausanne), et le Prof. Persoz (Neuchâtel), pour leurs conseils amicaux et leur collaboration à l'étude des argiles.

LEGENDES DES PLANCHES: Pl I fig. 1. Situation stratigraphique et remplissage d'un conduit karstique (type 5 A). Escaliers de Somman. Pl. I fig. 2. Brèche karstique le long d'une faille verticale (type 4). Fontenailles, St-Triphon. Pl. I fig. 3. Fissure d'extension sous-marine (type 1 B) à remplissage biphasé: calcite géodique, puis sédiment marin. Gummfluh. Pl. I fig. 4. Remplissage dolomitique lité dans une poche karstique complexe (type 6 B). Lessus, St-Triphon. Pl. I fig. 5. Pseudobrèche karstique (type 3). Lessus, St-Triphon. Pl. II fig. 1. Ciment de calcite en feston; poche karstique (type 6A). Gummfluh. Pl. II fig. 2. Microcavité intergranulaire dans un sill karstique (type 7). Gummfluh: 1 - sphéroïde de calcite rayonnante; 2 - silt dolomitique avec débris de cristaux; 3 - ciment de calcite géodique passant à des débris de cristaux; 4 - sédiment argilo-dolomitique remaniant le ciment géodique. Pl. II fig. 3. Lits d'hématite et de dolomite dans une matrice d'illite et chlorite; poche karstique (type 6 A). Gummfluh. Pl. II fig. 4. Dolosiltite à doloarenite granoclassée avec articles de crinoïdes (type 6 B). Karst du Lessus, St-Triphon. Pl. II fig. 5. Dolosiltite granoclassée avec lits riches en oxyde de fer (type 6 E). Karst du Lessus, St-Triphon. Pl. II fig. 6. Microconglomérat de galets carbonatés à encroutement ferrugineux; sill karstique (type 7). Gummfluh.

Cet article est la contribution No 6 du Programme International de Corrélation Géologique (IGCP), projet No 105.






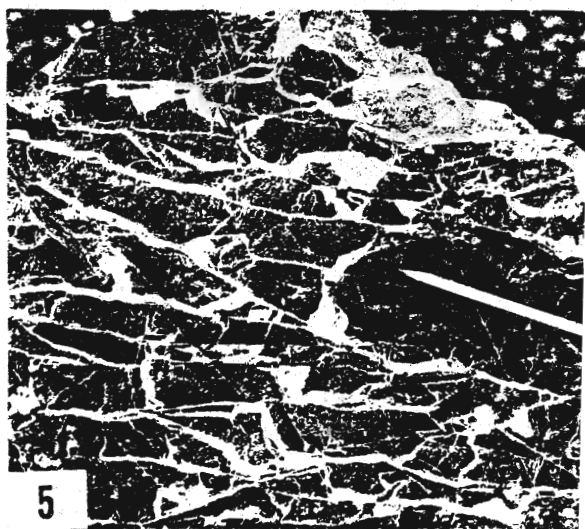
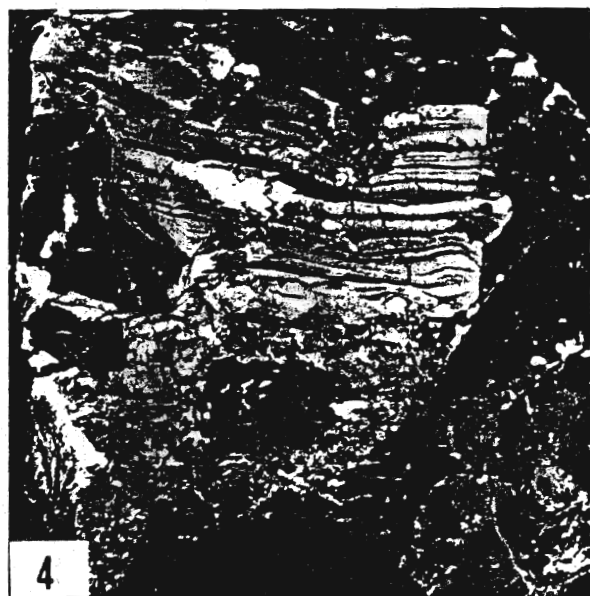
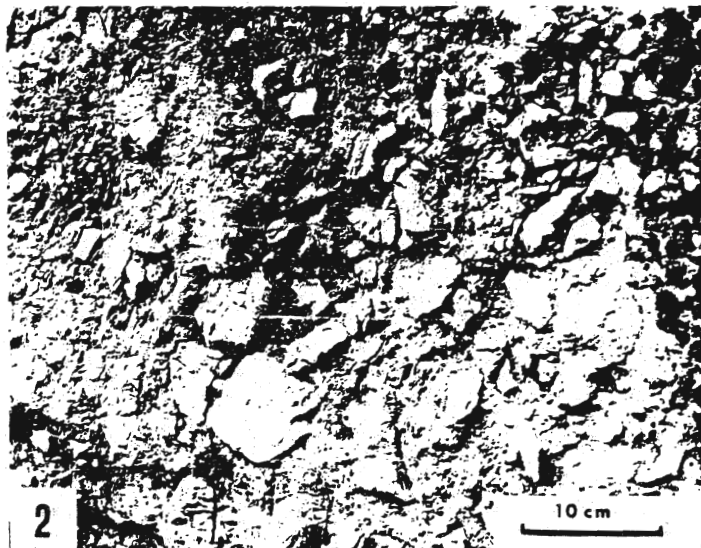
-  Blocs de Calcaire rosé
-  Blocs de grès rouges
-  Schistes argileux rouges

PLANCHE I



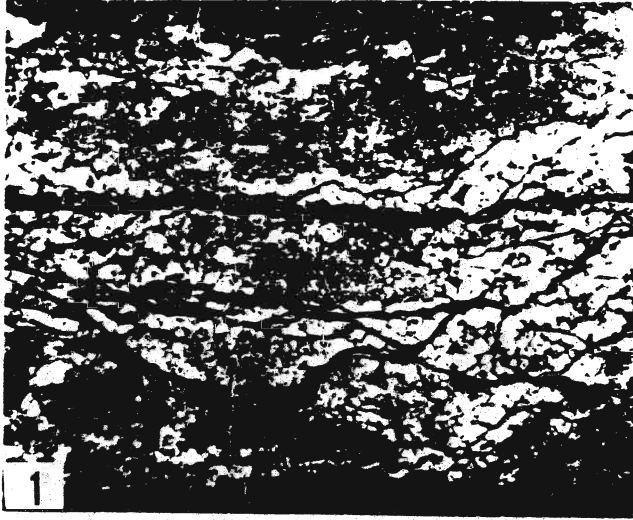


PLANCHE II

0 2mm

