

---

# Nature et origine des cuirasses bréchiques rouge foncé employées dans la construction de plusieurs églises romanes de la chaîne pyrénéenne extrême orientale

*Nature and origin of dark red brecciated duricrust used on the building of some Romanic churches of the eastern end of Pyrenean chain*

*Pierre GIRESSÉ\**

---

Géologie de la France, n° 1, 2018, p. 4-18, 10 fig.

Mots-clés : Cuirasse cénozoïque, Latérite, Silicification, Pierres monumentales, Pyrénées orientales

Keywords: *Cenozoic duricrust, Laterite, Silicification monumental stones, Eastern Pyrenees*

## Résumé

Plusieurs églises romanes de l'Est des Pyrénées (Albères, Aspre, Cerdagne) édifiées sur des terrains schisteux paléozoïques renferment des pierres de construction rouge foncé à structure bréchique et à ciment ferro-siliceux qui n'avaient jamais été signalées à ce jour. Ces pierres furent spécialement choisies à des fins ornementales (encadrements de portails et de fenêtres) pour embellir des monuments édifiés ordinairement avec des pierres schisto-gréseuse locales. La structure bréchique est caractérisée par des clastes schisteux gris clair à gris foncé inclus dans un ciment rouge (goethite) à rouge sombre (hématite). Ces roches proviennent d'horizons d'accumulation de sols ferrallitiques (cuirasses) de 30 à 50 cm d'épaisseur recouvrant la surface d'affleurement de plusieurs schistes sériciteux du Paléozoïque inférieur ou parfois de la fin du Protérozoïque. Ces horizons ont été le site de silicifications diagénétiques sous la forme d'amas bothryoïdaux qui assurent une charpente à la roche et facilitent ainsi sa fossilisation.

Les cuirasses renferment de nombreux pisolites à cortex et tubules cutanés évoquant l'activité des termites. Certains petits clastes ont disparu conduisant à une structure en boxwork. Parfois, une épaisseur de 1 à 2 mètres de saprolite sablo-graveleuse fait la transition avec le bed-rock. La matrice est composée de séricite dont la dégradation conduit à la néoformation de smectites et d'interstratifiés illite-smectite. La kaolinite ne figure qu'à l'état de traces. Les rapports Al/K et Si/Al permettent de suivre les étapes de la smectitisation, notamment les pertes en K et Si.

Les accumulations bréchiques sont principalement autochtones avec des profils généralement tronqués où les saprolites sont souvent absentes. Cette disposition est proche de celle des sols des pays du Sahel où la cuirasse finit par absorber les saprolites fines et grossières pour se coller au bed-rock.

Le climat de l'Est des Pyrénées était tropical dès le Crétacé et jusqu'à la fin de l'Éocène, époque à laquelle se sont achevées les fortes hydrolyses favorables à la formation de kaolinite et de bauxite. Par la suite, le Sidérolithique, avec des saisons plus contrastées, a été propice à l'érosion, et ce sont les smectites qui, jusqu'à la fin du Miocène, sont devenues les argiles caractéristiques de l'altération des schistes sériciteux. Le passage à des conditions de plus en plus arides a contribué à la fossilisation des cuirasses où l'hématite a pu relayer la goethite. La calcédoine, issue de la néoformation des smectites, s'est développée dans les cuirasses, mais également à la base des saprolites.

## Abstract

*Several Romanic churches of eastern Pyrenees (Albères, Aspre, Cerdagne) built on Paleozoic schistose bed-rocks show dark red building stones with breccia structure and ferro-siliceous cement that were never reported so far. Considering the abundance of schistose sandstones in the landscape around, this uncommon dark red stone with light gray clasts was obviously designated for ornamental purposes (frames of portals and windows). This rock has a breccia structure with clear gray to dark gray clasts of schist included in a red (goethite) to dark red (hematite) cement. They were derived from 30 to 50 cm thick accumulation horizons (duricrust) of ferrallitic soils covering the surface of various lower Paleozoic and sometimes late Proterozoic shales.*

\* Centre de Formation et de Recherche en Environnements Méditerranéens, UMR 5110 CNRS, Université de Perpignan Via Domitia, 66860 Perpignan, France

Manuscrit reçu le 30 novembre 2017, accepté le 25 mai 2018

*These horizons were the site of silicifications in bothryoidal clusters that provided a frame to the rock and allowed its fossilization. Sometimes 1 to 2 m-thick sandy and gravelly saprolite make the transition with the top of the bedrock, and in places the duricrust is crossed by pisolitic nodules and coated tubules evoking termitic activity. The disappearance of small clasts give to some rocks a boxwork structure.*

*In the saprolitic horizon, sericite is the main component of the matrix. Its degradation was accompanied by the neoformation of smectites and interlayered illite-smectite, with only trace amounts of kaolinite. The Al/K and Si/Al ratios record the smectitisation, resulting in the loss of K and Si. The soil profiles are usually truncated, often devoid of saprolite and autochthonous accumulations. This situation is comparable to that of soils in Sahelian semi-arid countries where the duricrust can absorb the fine and coarse saprolites, reaching the bedrock.*

*The climate of this region was tropical from the Cretaceous to the end of the Eocene, when the strong hydrolysis of the bauxite and kaolinite slowed down. Thereafter more contrasting seasons favored erosion during the Siderolithic and the smectites became the characteristic clays of alteration until the end of the Miocene. The shift to more arid conditions contributed to the preservation of the duricrust whit replacement of goethite by hematite. The Castelnou section shows the development of chalcidony in the duricrust, but also at the base of the saprolite. The neoformation of smectites has induced an excess of silica, which promoted its precipitation.*

## 1. Introduction

À l'échelle du territoire français, il fut assez rare, pour les concepteurs des monuments religieux du Moyen Âge, d'avoir recours à des matériaux concrétionnés issus des horizons d'accumulation des sols. Une telle contrainte a pu prévaloir dans des régions de plaine où les pierres à bâtir traditionnelles, calcaires, grès ou roches volcaniques, étaient ensevelies sous une couverture meuble trop importante ou encore n'affleuraient qu'à des distances nécessitant plusieurs journées de charroiement. Un bon exemple de telles circonstances est offert par la région des Landes, très sableuse, et plus particulièrement dans sa partie septentrionale. Trop éloignés des abondants calcaires du Bordelais ou de ceux plus rares de la Chalosse, les chantiers de construction y exploitèrent l'horizon d'accumulation des sols podzoliques, régionalement qualifié d'alios ou encore de garbure. Le matériau n'était souvent qu'un médiocre grès brun, caverneux et irrégulièrement cimenté par les oxydes de fer et des matières humiques. Dans les bâtis, après un équarrissage sommaire, ce grès était utilisé sous forme de moellons ; les roches lointaines de meilleure qualité, quand on pouvait se les procurer, étaient réservées aux parties les plus prestigieuses : portes et fenêtres (Gély, 2011).

Dans certaines églises romanes des reliefs des

Pyrénées catalanes, les bâtisseurs eurent parfois recours à un matériau d'origine pédogénétique, mais, il s'agissait d'une cuirasse latéritique rouge foncé à structure bréchique comportant des clastes de schistes sériciteux. Dans la région, on trouve cet horizon en recouvrement de différentes formations schisteuses du Paléozoïque inférieur. Cette roche est pratiquement inconnue dans les répertoires des pierres à bâtir des Pyrénées comme dans les notices des cartes géologiques de la région. Contrairement aux plaines du Pays des Landes, où les pierres sont rares, les versants montagneux ou pré-montagneux des Pyrénées catalanes offraient de nombreuses sortes de pierres convenant à la construction des églises romanes. L'emploi de cette cuirasse rouge foncé répondait donc à un choix surtout esthétique ; autant que la proximité immédiate de l'approvisionnement le permettait et après une mise en forme plus ou moins sommaire, elle était intégrée dans les parements les plus nobles du monument : encadrements des ouvertures, et portails et angles des murs. Au contraire des Landes, les pierres n'étaient pratiquement jamais employées en moellons bruts ; l'usage était plus ambitieux car inspiré par une préoccupation décorative. Il est probable qu'au début de l'époque romane, le ciment rouge vif de la roche et la marqueterie de ses clastes schisteux gris clair aient pu attirer l'œil. Il s'agissait donc au moins autant d'une pierre d'ornement que de construction. Elle a été choisie alors même qu'elle n'était pas du tout indispensable.

À l'issue de plusieurs prospections des affleurements et probables carrières de cette roche, ainsi que de l'examen de ses emplois dans plusieurs monuments romans anciens des Pyrénées catalanes, cette étude propose un état actuel des connaissances.

La roche en elle-même est insolite, voire énigmatique. Après une description de ses rares affleurements, nous en présentons différentes analyses portant sur sa structure, sa texture et ses compositions minéralogique et géochimique. Nous discutons ensuite de la formation de l'altérite originale en prenant en compte l'histoire climatique cénozoïque des Pyrénées et du sud-ouest du bassin d'Aquitaine. Nous considérons, en particulier, les surfaces d'altération et leurs pédogenèses, ainsi que les processus karstiques à l'origine des dépôts de bauxite et, plus tard, des épandages du Sidérolithique d'Aquitaine.

## 2. Cadre géologique

La zone d'étude concerne la partie extrême orientale des Pyrénées, c'est à dire notamment les reliefs français et espagnols du Puigmal et de la Cerdagne, ainsi que les versants de l'Aspre et de l'Albère (Fig. 1). Côté français, cette zone est concernée principalement par les cartes géologiques au 1/50.000 d'Argelès-sur-Mer (Laumonier *et al.*, 2015a), Céret (Laumonier *et al.*, 2015b) et Saillagouse (Llac, 1989), ainsi que celle au 1/80.000 de Prades (Guitard *et al.*, 1968) et, du côté espagnol, par la carte géologique de Catalogne au 1/50.000 (Mapa geologic de Catalunya, 2007).

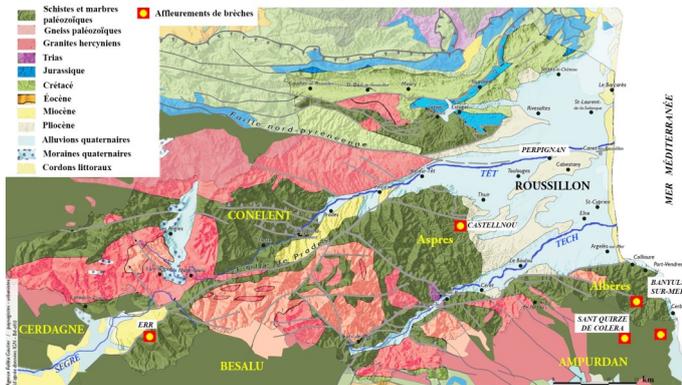


Fig. 1. Carte géologique simplifiée situant les secteurs étudiés où affleure la brèche rouge foncée cuirassée (points jaunes sur disques rouges).

Fig. 1. Simplified geological map with location of the occurrences of the dark red duricrust (yellow dots on red disks).

Dans la chaîne pyrénéenne, P. Peybernés (1976) décrit le Crétacé comme une période de succession d'émersions auxquelles a succédé la formation d'altérites, parmi lesquelles les bauxites, qui sont assez largement reconnues sur tout le pourtour du Languedoc-Roussillon, notamment en liaison avec les régions calcaires karstiques.

La chaîne pyrénéenne, notamment dans sa partie ariégeoise, présente plusieurs surfaces d'aplanissement parfois recouvertes par des horizons d'altération (Babault *et al.*, 2005, Calvet et Gunnell, 2008 ; Ortuño *et al.*, 2013). B. Monod *et al.* (2016) envisagent que ces surfaces et les sols qui les recouvrent soient post-orogéniques, donc postérieurs à la dénudation éocène-oligocène. Leur développement ou leur stabilité ont pu cesser autour de 10 Ma, puis une érosion assez généralisée peut avoir largement décapé les reliefs, expliquant leur extrême rareté. Plus à l'Est, sur les versants du Canigou, une forte dénudation associée au développement des altérations est également décrite (Gunnell *et al.*, 2009).

Des apports grossiers siliciclastiques mis en relation avec une crise climatique majeure (« Paleocene-Eocene Thermal Maximum » ou PETM) et un changement important du régime des précipitations sont mis en évidence dans plusieurs bassins marins paléocènes et éocènes des Pyrénées (Pujalte *et al.*, 2015). Le climat est devenu plus aride avec une saison sèche marquée qui contrôlait les dépôts évaporitiques. Les kaolinites trouvées dans ces dépôts ne sont pas en équilibre avec un tel environnement. Elles témoigneraient de l'érosion de sols crétacés latéritiques et se seraient donc formées antérieurement (Thiry *et al.*, 1983).

Au Sud de la chaîne pyrénéenne, dans le bassin de l'Èbre, les études polliniques précisent qu'à l'Éocène inférieur le climat était chaud et humide (Cavagnetto et Anadón, 1996), alors que pendant la fin du Miocène, l'étude des faunes de mammifères suggère un contexte encore humide, mais à saisons plus contrastées (Alonzo-Zarza *et al.*, 2000). Ces auteurs ne signalent aucun indice de sols ferrallitiques sur les dépôts d'âge oligocène-miocène du bassin de l'Èbre, bien que ce type de sol remonte au minimum au Paléogène.

La cartographie géologique récente du Périgord Noir et du Quercy, notamment autour de Brive, Cahors, Monflanquin et Périgueux, a permis de reconnaître différentes carapaces et cuirasses ferrugineuses définissant un vaste manteau d'altérites rouges venu recouvrir l'ensemble de la région dès le début de l'Éocène supérieur (Thiry *et al.*, 1983 ; Gourdon-Platel *et al.*, 2000 ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010). Ces dépôts, désignés comme « Sidérolithique », reposent sur une même vaste paléosurface qui recoupe en discordance les terrains d'âges éocène à jurassique. L'ampleur régionale de ce manteau d'altérites est telle qu'on peut en retrouver des témoins vers +400 à +500 m sur les Causses du Quercy et vers +700 à +800 m dans le Rouergue.

### 3. Prélèvements et méthodes d'études

Au premier regard, la présence de pierres rouge foncé à structure bréchique détonne un peu dans l'architecture des églises romanes de montagne ordinairement appareillées avec des schistes gris sombre ou brunâtres presque toujours très abondants sur place. Ces matériaux insolites ne sont que peu ou pas signalés par les cartes géologiques régionales et leur provenance reste énigmatique. Une réponse est néanmoins évidente aux alentours de San Quirze de Colera en Ampourdan où, un petit vallon voisin de l'église romane permet d'observer de nombreuses traces d'exploitation de cette pierre qui recouvre les schistes précambriens. La difficulté serait plutôt de trouver ici un profil du sol d'altération qui ne soit pas dégradée par l'homme.

La réponse est également assez simple à Castelnaud, dans l'Aspre, où une pierre du même faciès participe largement à l'appareillage de l'église et du château comtal. Cette brèche, localisée à la surface des schistes ordoviciens, est mise au jour par l'incision d'un ruisseau et d'autres petits affleurements sont connus à proximité. Certains furent exploités à l'occasion des restaurations au début du XX<sup>e</sup> siècle.

Sur la Côte Vermeille, la même pierre est également employée de manière ostentatoire dans deux églises sur les hauts de Banyuls, mais la localisation des affleurements d'origine demeure encore un peu incertaine. A proximité, sur les versants des schistes précambriens de la vallée de la Baillaury, on a pu trouver plusieurs gros blocs descendus sur le lit de la rivière qui, vraisemblablement, ont pu servir directement de matière première aux maçons et sculpteurs.

Nous avons effectué des prélèvements de cette pierre bréchique et de sa roche-mère schisteuse dans les trois sites précités en vue d'études en lames minces. Le site de Castelnaud a fait l'objet d'une analyse de terrain plus détaillée car c'est le seul endroit où le profil pédologique peut être étudié à l'affleurement. Les horizons successifs ont fait l'objet d'analyses texturales et, après lavage, d'observations microscopiques des fractions sableuses. Nous avons également réalisé des déterminations diffractométriques aux R.X des fractions entières et argileuses ainsi que de plusieurs concrétions. Dans quelques cas, des observations au microscope électronique

à balayage couplées à des analyses chimiques à la microsonde ont été effectuées.

## 4. Occurrences des brèches rouge foncé à l'affleurement et dans les monuments

### 4.1. Site de Castelnuou

Les brèches rouge foncé sont largement employées dans la fortification primitive du château vicomtal de Castelnuou (X<sup>e</sup> et XI<sup>e</sup> siècles) et dans l'église Sainte-Marie du Mercadal (début du XI<sup>e</sup> siècle) (Fig. 2). Dans cette dernière, en partie restaurée, ce sont des pierres de près d'un mètre d'envergure qui ont été façonnées pour édifier certains murs et arcs de fenêtres. Les constructeurs ont juxtaposé des brèches rouge sang ou des brèches ocres au ciment plus hydraté avec des schistes gris fracturés et partiellement dégradés du bed-rock suggérant ainsi la parenté d'origine de ces matériaux. Il est à noter qu'à distance de Castelnuou, mais encore sous la zone d'influence du pouvoir vicomtal, la brèche rouge foncé est observée dans un reste de corniche de l'église de Saint-Féliu d'Avall (Martzluff *et al.*, sous presse).



Fig. 2. Exemple de portail en pierre bréchique rouge foncé, Notre-Dame de Mercadal à Castelnuou. Certaines pierres procèdent d'une restauration récente avec des matériaux aux propriétés comparables.

Fig. 2. An example of church portal, Notre-Dame de Mercadal, Castelnuou, built with dark red duricrust stones. Some stones result from a recent restoration with materials of closely similar characteristics.

Depuis Castelnuou, la route allant vers Ausineil permet d'observer successivement les affleurements des schistes sériciteux de l'Ordovicien, des schistes gréseux ou ampéliteux du Silurien et des calcaires du Dévonien. Un sol rouge atteignant jusqu'à 1,70 m d'épaisseur est observé à l'affleurement en recouvrement des schistes sériciteux ordoviciens (Fig. 3a). Une cuirasse rouge de 30 cm incluant

de nombreuses plaquettes de ces schistes est bien individualisée et forme une banquette en relief qui surplombe la saprolite (Fig. 3 b). Elle peut être sujette à des variations latérales, pouvant atteindre jusqu'à 60 cm d'épaisseur. Le bed-rock schisteux forme à la base une deuxième convexité sur cette coupe qui constituera la coupe type de cette étude. Le toit de la même cuirasse affleure aussi à la surface du lit d'une petite rivière en contrebas, à quelques centaines de mètres de Castelnuou.

### 4.2. Site de San Quirze de Colera

Ce monastère, édifié principalement en brèches rouge foncé, se situe à 167 m d'altitude sur une petite butte entourée par deux cours d'eau à régime torrentiel qui drainent des versants pentés. Il s'agit d'une zone où affleurent grauweekes, grès et schistes plus ou moins sériciteux cartographiés indistinctement dans le Cambro-Ordovicien (€OA) (Mapa geologic de Catalunya, 2007), amalgamant ainsi des formations qui, sur les cartes françaises voisines, sont subdivisés en Ediacarien, Cambrien et Ordovicien (Laumonier *et al.*, 2015a ; Laumonier *et al.*, 2015b). Ce sont sensiblement les mêmes formations que l'on observe de part et d'autre de la frontière et, dans le secteur de San Quirze, la diversité des lithologies évoquerait plutôt l'Édiacarien, reconnu jusqu'aux sources de la Baillaury.

Sur le lit du Correc d'en Marc, qui sépare l'église de San Quirze de celle de Santa-Maria, le toit des brèches rouge foncé a été mis à l'affleurement par l'écoulement torrentiel. La présence d'abondants clastes de schistes sériciteux gris clair ou gris foncé manifeste, comme à Castelnuou, une filiation évidente avec la roche-mère sous-jacente. L'horizon bréchique cuirassé présente une épaisseur de l'ordre de 50 cm, comparable à celle notée sur les versants français de l'Aspre (Fig. 3c). En raison d'une exploitation intensive du matériau juste à côté du monument, on n'a pas trouvé de profil pédologique conservé comme à Castelnuou. Les faciès observés, tant en place près du lit du torrent que dans les bâtis des monuments montrent, selon leur degré d'altération, des clastes gris sombre à gris clair. Le ciment silico-ferrugineux présente des teintes ocre-jaune à rouge brique, voire brun-rouge, qui expriment les variations d'hydratation des oxyhydroxydes du fer. Cet horizon d'accumulation a été fracturé et démantelé, livrant ainsi dans le lit du torrent des moellons aux dimensions parfois proches des besoins des constructeurs.

Plus à l'Est, en bordure de la Méditerranée, sur les hauteurs du port de Llança et près de l'église romane de Sant Pere de Roda, on trouve, à Sant Genis del Terrer, les vestiges d'un monument préroman dont certaines pierres témoignent de la parenté entre les schistes gris lustrés et les brèches rouge foncé. Selon la carte géologique (Mapa Geologic de Catalunya, 2007), ce secteur appartient à l'ensemble « cambro-ordovicien » de l'Albère. Des brèches rouge-foncé ont été observées à proximité de Llança, exceptionnellement un galet quartzeux très émoussé est emprisonné dans le ciment.

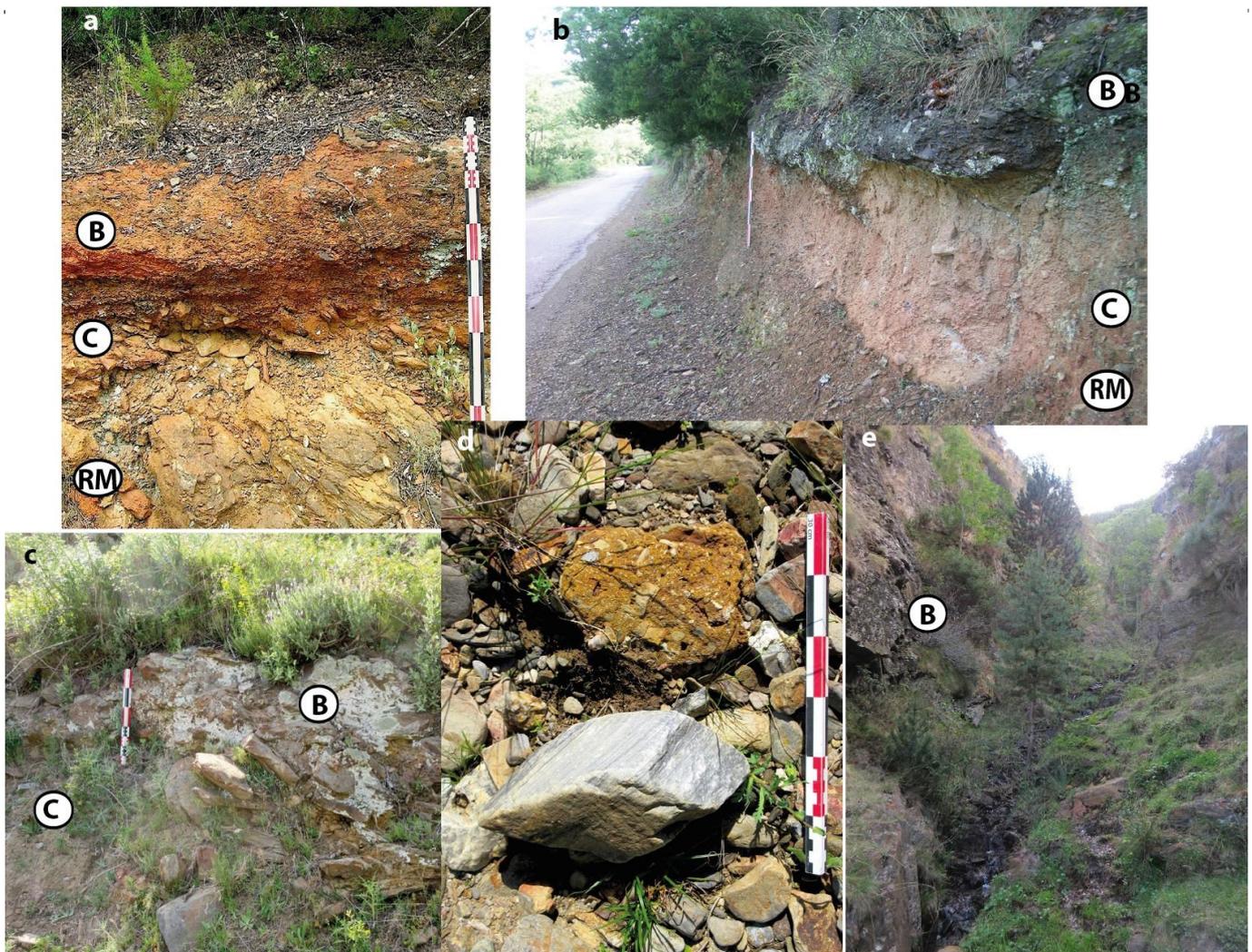


Fig. 3. Exemples d'affleurements des horizons cuirassés (brèches rouge foncé). a - La cuirasse d'accumulation est presque directement au contact de la roche-mère (RM), la lithomarge C est très réduite (Castelnou), b - Latéralement (Castelnou), la lithomarge C peut atteindre 130 cm d'épaisseur, noter le relief en banquette de l'horizon cuirassé facile à détacher pour une éventuelle exploitation (des banquettes identiques s'observent à San Quirze et à Err), c - Horizon cuirassé de 30 à 50 cm d'épaisseur presque au contact de la roche-mère (San Quirze de Colera), d - Bloc de cuirasse à côté d'un bloc de marbre cipolin (lit de la Baillaury, à côté de Banyuls), e - Affleurement sur un versant de l'horizon bréchique cuirassé (berge du ravin de la Baillousque, au Sud d'Err).

Fig. 3. Examples of duricrust (dark red breccias) at outcrop. a - Accumulation horizon lying almost directly above the bedrock (RM) and with a strongly reduced C lithomarge (Castelnou), b - Laterally (Castelnou), the lithomarge C can reach 130 cm in thickness. Note the disposition of the duricrust as a protruding bank making it very easy to detach for an eventual exploitation (similar banks are observed in San Quirze and Err), c - Duricrust horizons 30 to 50 cm-thick almost in direct contact with the bedrock (San Quirze of Colera), d - Block of duricrust beside a block of cipolin (bed of the Baillaury River, next to Banyuls), e - Outcrop on a slope of the brecciated duricrust horizon (bank of the ravine of the Baillousque, South of Err).

#### 4.3. Site de Banyuls

L'emploi monumental de la brèche rouge foncé est observé dans trois églises voisines de Banyuls : Sainte-Marie des Abeilles (chapelle du Mas des Abeilles), Saint-Jean l'Évangéliste (Rectorie) et Saint-Jean Baptiste de la Bassa, qui datent du X<sup>e</sup> et du XI<sup>e</sup> siècle, et sont donc à peu près contemporaines de l'importante abbaye de San-Quirze de Colera dont l'influence architecturale est envisageable jusqu'à Banyuls (Martzluff *et al.*, sous presse).

Là aussi, le matériau a pu être collecté dans les parages immédiats des monuments et plus particulièrement sur le lit de la Baillaury où gisent plusieurs blocs pluridécimétriques (Fig. 3d). Le secteur se trouve proche des affleurements de l'Édiacarien qui associe des schistes sériciteux et ardoisiers à des marbres cipolins et quelques intrusions volcaniques. Dans ce cas, les affleurements d'origine sont difficiles à préciser, mais la présence continue de blocs bréchiques de l'aval vers l'amont du lit de la Baillaury permet de situer l'origine au voisinage de la frontière (A. Centène, communication orale).

#### 4.4. Sites de Haute Cerdagne

Plusieurs églises préromanes ou romanes primitives de la fin du XI<sup>e</sup> siècle et du XII<sup>e</sup> siècle témoignent de l'usage local récurrent de la brèche rouge foncé. Ces monuments se trouvent approximativement alignés en bordure des affleurements des schistes ordoviciens de la chaîne du Puigmal. On observe ainsi d'Ouest en Est des témoins de la brèche dans les murs des églises d'Osséja, de Sainte-Léocadie, de Nahuja, d'Err, de Saillagouse, de Llo et d'Eina. D'autres, plus au Nord, sont repérés près des berges du fleuve Sègre (Hix, Caldégas et Bajanda) ou de ses affluents (Ur et Angoustrine) (Martzluff *et al.*, sous presse).

Les brèches que l'on peut observer sur les bâtis de plusieurs parements des murs d'angle ou des baies des églises, notamment de Saint-Jacques de Nahuja et de Saint-André d'Angoustrine, présentent des faciès à clastes de schistes gris clair et gris foncé tout à fait comparables à ceux de l'Aspre et de l'Albère.

Le Nord de la haute chaîne du Puigmal est essentiellement constitué de niveaux de schistes et

micaschistes cambro-ordoviciens fortement déformés par les tectogenèses varisque et pyrénéenne, puis fracturés par les rejeux des failles post-pyrénéennes. Ces couches dominent la nappe alluviale et les moraines de la vallée du Sègre, orientées NE-SW. D'après la carte de Saillagouse (Llac, 1989), un Ordovicien supérieur schisteux se superpose à un Ordovicien inférieur pélitique et schisteux (équivalent de la série de Jujols ?) et à un Cambrien composé de micaschistes, cipolins et formations volcano-sédimentaires (série de Canaveilles ?).

Les affleurements de la brèche rouge foncée sont assez rares et plutôt malaisés d'accès dans le paysage accidenté du Puigmal. Un témoin observé aux sources de la Baillousque, au Sud d'Err, peut être rapporté aux schistes bleus de l'Ordovicien inférieur (O1 de la carte) (Fig. 3e). Juste à l'Est, se trouve cartographié le kO1 qui associe localement Cambrien et Précambrien (avec marbres et roches volcano-sédimentaire).

Plus au Nord, en Cerdagne et près du Carlit, affleure la Série de Canaveilles, essentiellement schisteuse, qui, d'après la carte géologique de Prades au 80.000 (Guitard *et al.*, 1968), correspondrait au Cambrien et à la base de l'Ordovicien. La brèche rouge foncée est observée à la surface des schistes de la vallée du Lanoux et du secteur du Pic Péric (sous forme de blocs roulés, Martzluff *et al.*, sous presse). Elle se caractérise par un ciment sombre fortement hématitisé interrompu par des couches septariales silicifiées. Les clastes sont constitués de schistes sériciteux plus ou moins verdâtres, mais aussi localement de blocs ou cailloutis de grès ou de quartzites largement encroûtés. Cette brèche n'est pas observée dans le bâti des environs.

Enfin, un faciès de « concrétionnement ferrugineux » rapporté à l'Holocène est signalé en altitude dans le massif du Puigmal par F. Llac (1989), mais il n'a fait l'objet d'aucune analyse pétrographique.

## 5. Faciologie générale des brèches

### 5.1. Faciès macroscopiques

Les faciès de cuirasse sont assez identiques dans les différents secteurs, bien que ceux-ci soient parfois assez éloignés (Fig. 4).

La cuirasse rouge foncée, globalement bréchique, présente de nombreux clastes de schistes sériciteux gris clair, parfois gris foncé, de dimension millimétrique à centimétrique, généralement anguleux, parfois faiblement émoussés. Rarement, des clastes quartziteux sont présents. Latéralement, on trouve parfois de grands clastes non altérés de schistes noirs siliceux de près de 10 cm de large. Rappelons que ces schistes appartiennent au Précambrien supérieur (Édiacarien) dans les régions de Banyuls et de San Quirze de Colera, alors qu'ils sont issus de l'Ordovicien dans les secteurs de Castelnou et du Sud de la Cerdagne. Mais dans le processus d'altération superficielle, c'est la nature de la roche-mère (ici très fortement phylliteuse) qui est déterminante et non son âge.



Fig. 4. Vues de parements montrant la parenté des cuirasses bréchiques dans les monuments est-pyrénéens. Cette identifié porte en particulier sur les clastes en schistes plus ou moins micacés et dégradés. a - Castelnou, église de Sainte-Marie du Mercadal (XII<sup>e</sup> s.), le hasard de l'architecture superpose des pierres avec des ciments ferrosiliceux plus ou moins hydratés allant du rouge sanguin à l'ocre jaune, b - San Quirze de Colera, une pierre abandonnée du parement, noter le ciment rouge sombre vers le haut (hématite probable), c - Banyuls Priory, le parement montre l'association de la brèche rouge plus ou moins cuirassée avec des schistes gris, roches mères du même site, d - réemploi de moellons bréchiques ou scoriacés associés à diverses métapélites.

Fig. 4. Views showing the similarity of the brecciated duricrust stones used for the building of monuments stones in the Eastern Pyrenees. Note the closely comparable weathered schistose clasts in these stones. a - Castelnou, Church of Sainte-Marie du Mercadal (12<sup>th</sup> century), by hazard, architecture has superimposed rocks with more or less hydrated ferrosiliceous cement which colors range from red blood to yellow ochre, b - San Quirze de Colera, abandoned building stone, note the dark red cement near the top (likely hematite), c - Banyuls Priory, the frontage shows the association of the dark red duricrust more or less armoured with grey shales which constitute the bedrock at the same site, d - re-employment of brecciated or scoriaceous cobbles mixed with various metapelites.

Cette cuirasse renferme des nodules (sans structure particulière), des parois septariales (présentant des fissures radiales), des pisolites (à cortex sub-concentriques) et quelques petits granules (à frange meuble). Dans la matrice, on observe fréquemment des cavités tubulaires avec des cortex sombres violacés ou noirâtres qui témoignent probablement de l'activité superficielle des termites. Ces pellicules sombres sont aussi reconnues à la surface de certaines masses indurées. La matrice est très fine, argileuse, avec des micro-parcelles de séricite. Par zones, on peut observer un peu en relief des micro-amas calcédonieux parfois millimétriques qui forment la charpente interne de la brèche.

### 5.2. Faciès microscopiques

L'homogénéité des faciès bréchiques constatée au niveau macroscopique est confirmée par l'observation microscopique (Fig. 5a et b). À côté des clastes centimétriques, on observe de nombreux petits clastes schisteux allongés et disposés de manière parfois parallèle, mais le plus souvent sans direction préférentielle. Les schistes peuvent être dégradés (gris pâle) ou plus rarement bien conservés (gris foncé ou verdâtres) et sont accompagnés par des petits grains de quartz détritiques. Les séricites, de très petite taille (<1 micron) apparaissent, dans un feutrage de minéraux argileux dont la biréfringence diminue avec la taille. La matrice, opaque en lumière polarisée, est une argile fortement ferruginisée de teinte ocre à rouge sombre avec de nombreuses enveloppes (coatings) qui isolent quelques îlots ou qui définissent des micronodules pisolitiques à cortex multicouches. Les oxydes de fer cristallisent généralement en regard des vides qui

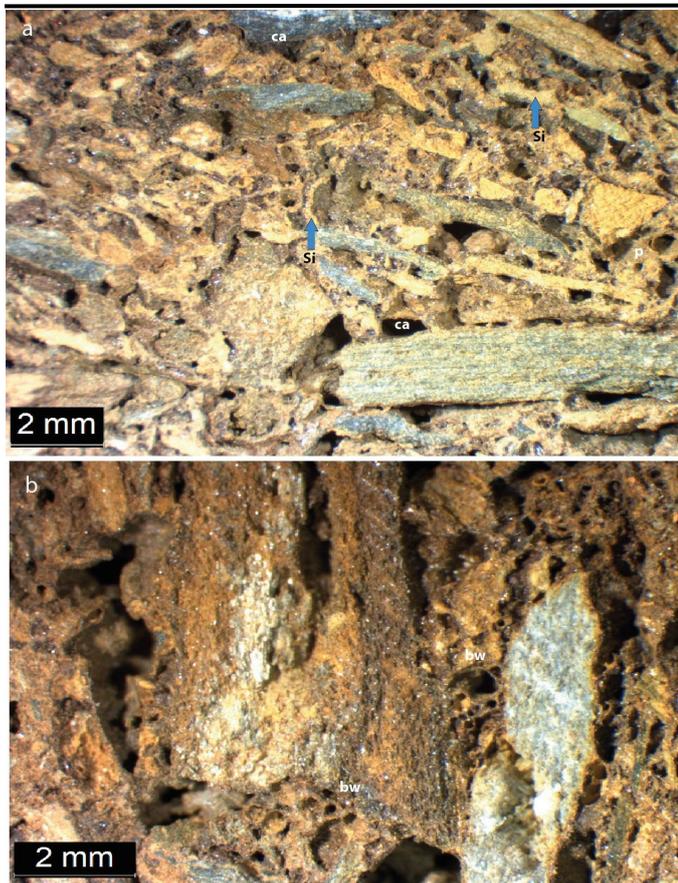


Fig. 5. Vallée de la Baillaury : figures de dissolution. a - Baillaury, nombreuses cavités (ca) ourlées de cutanes ferrugineux, pisolithes à noyau disparu (p), les flèches bleues indiquent la trame siliceuse (Si) déposée tardivement, b - Baillaury, nombreuses cavités de dissolution bordées de cutanes ferrugineux (à différentes échelles) et petites figures en boxwork (bw).

Fig. 5. Valley of the Baillaury River: dissolution features. a - Baillaury, abundant cavities (ca) fringed by ferruginous cutanes, pisoliths with missing core (p). The blue arrows indicate the siliceous frame (Si) deposited during late diagenesis, b - Baillaury, abundant dissolution cavities underlined by ferruginous cutanes (different scales) and small boxworks structures (bw).

sillonner les espaces extraminéraux, un processus caractéristique des milieux ouverts.

Des amas de silice plus ou moins amorphe se sont développés dans le champ poral de l'horizon, donc généralement après le processus de ferrallitisation, mais celui-ci a pu se prolonger aussi après l'accumulation siliceuse comme en témoignent la présence de quelques cutanes autour de plusieurs amas.

Une étude plus détaillée sur lame mince a été dédiée aux horizons bréchiques des secteurs de San Quirze de Colera et de la haute vallée de la Baillaury (Fig. 6).

À San Quirze de Colera, où les schistes présentent des structures plus ou moins plissotées, la brèche renferme des débris quartzeux assez abondants (Fig. 6a et b). Plusieurs concrétions ferrallitiques à structure pisolitique, demeurent opaques en lumière polarisée, des îlots sont localement ourlés par des cutanes ferrugineux. Le ciment peut-être localement siliceux et amorphe.

Dans la haute vallée de la Baillaury, le microfaciès ressemble à première vue au précédent, cependant le champ poral y est plus développé, les cavités sont celles d'anciens débris de schistes ou de nodules pisolitiques presque disparus (Fig. 6c). Dans ces conditions, la trame siliceuse en toile d'araignée est plus envahissante. En

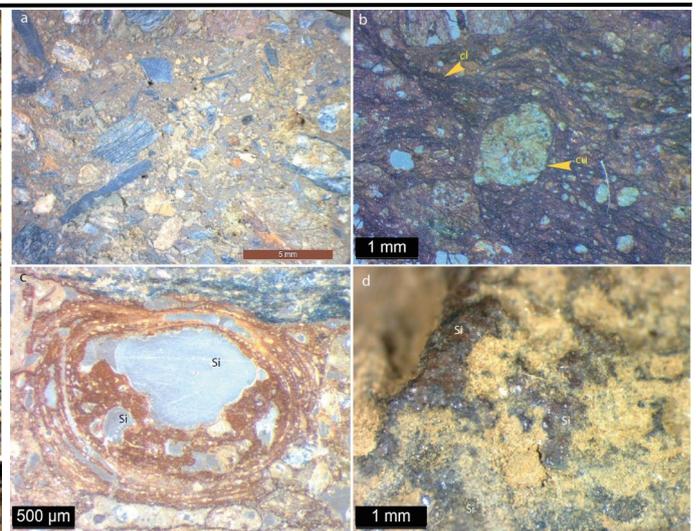


Fig. 6. Microfaciès des brèches. a - San Quirze, vue générale de la brèche avec de nombreux petits clastes schisteux à des degrés variables d'altération et d'orientation quelconque, matrice silto-argileuse et concrétions oxydées, b - San Quirze, des cloisons ferrugineuses sombres (cl), probablement en hématite, se développent et découpent la matrice en îlots ou constituent des cutanes (cu) autour de certains clastes, c - Baillaury, exemple de pisolithe ferrugineuse à cortex multicouche, le noyau résiduel caverneux a été envahi secondairement par des dépôts siliceux (Si), d - San Quirze, accumulation siliceuse (Si) en choux-fleurs sub-affleurante sous la matrice.

Fig. 6. Microfacies of breccias. a - San Quirze, general view of the breccia with many small schistose clasts with varying degree of alteration and uneven orientation, silty-clayey matrix and oxidized concretions, b - San Quirze, dark ferruginous septa (cl), probably in hematite, develop and cut the matrix in small islands or constitute the skin (cu) around some clasts, c - Baillaury, example of ferruginous pisolite with multilayer cortex, the cavernous residual nucleus has secondarily been invaded by silica (Si), d - San Quirze, siliceous cauliflower-shaped accumulations (Si) lying just under the matrix.

fonction des vides libérés par les anciens noyaux, les cutanes figurent de nombreuses structures en boxwork. Localement, la matrice siliceuse est fortement développée en accumulation bothryoïdale avec, en surface, des choux fleurs de taille presque millimétrique, blanc laiteux ou pigmentés par le fer ferrique (Fig. 6d), ou même recouverte par une pellicule ferrugineuse. Cette matrice paraît généralement amorphe, mais parfois, on y distingue des nébuleuses de très petits cristaux de quartz.

## 6. La coupe type de Castelnou-Ausineil

### 6.1. Observations texturales et microscopiques de la saprolite

On appelle saprolite, et plus particulièrement saprolite grossière, l'horizon basal du profil du sol qui contient encore des fragments abondants de roche-mère en voie d'altération et qui, de cette façon, constitue l'équivalent de l'arène des granites. Sur cette coupe type, la saprolite présente une épaisseur totale d'environ 140 cm, mais latéralement se réduit à seulement à 50 cm. Elle est généralement indurée et faiblement pierreuse.

Quatre prélèvements, réalisés sous la cuirasse à des profondeurs de l'ordre de 160 cm, 110 cm, 60 cm et 20 cm, ont fait l'objet d'une granulométrie sommaire par voie humide permettant de séparer cinq fractions : les graviers (>2 mm), les sables grossiers (0,2 à 2 mm), les sables fins (63 à 200 microns), les limons (2 à 63 microns) et les argiles (< 2 microns). Dans les quatre échantillons, la granulométrie est à chaque fois dominée par les graviers (~ 40 %), suivis par les limons (20 à 25 %), les sables grossiers (~20 %), et les sables fins sont moins abondants (2 à 10 %) Enfin, la

fraction argileuse (en dessous de 2  $\mu\text{m}$ ) est toujours inférieure à 10 %. La distribution verticale de ces fractions est assez régulière, à l'exception du niveau à 140 cm où on note une concentration des fractions fines (limons et argiles) qui s'élève à près de 46 % et se répercute par de faibles teneurs en sables grossiers et fins (Fig.7).

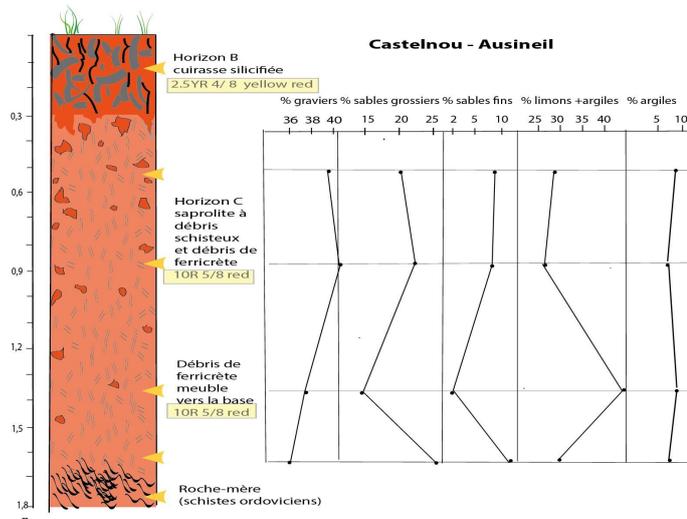


Fig. 7. Coupe Castelnu-Ausineil. Log simplifié des horizons du profil avec indication des couleurs du code Munsell. Analyse texturale simplifiée des niveaux du saprolite (horizon C).

Fig. 7. Castelnu-Ausineil section. Simplified log of the profile with indication of colors according to the Munsell code. Simplified textural analysis of the saprolite horizons (C horizon).

Ces différentes fractions granulométriques ont fait l'objet d'observations préliminaires au microscope binoculaire.

Vers 180-160 cm, juste au-dessus du bedrock, l'accumulation présente une dominante de teintes claires avec plusieurs clastes schisteux gris ou blancs. Les débris de schistes sériciteux sont faiblement encroûtés, avec des coatings de teinte ocre et ocre clair, certaines peuvent être facilement écrasées sous l'aiguille d'acier et libèrent de nombreuses microparcelles. Plusieurs silicifications mamelonnées sont observées à la surface de petits agrégats et caractérisent assez bien ce niveau inférieur. Dans les sables grossiers aussi, les agrégats à ciment siliceux (avec des amas de calcédoine) sont assez abondants.

Vers 140 cm, les graviers sont composés de clastes de schistes sériciteux roses ou rose clair qui sont de plus en plus encroûtés, quelques cimentations présentent encore des excroissances siliceuses sous forme d'agrégats de petits grains de quartz et de parois septariales calcédonieuses. On note aussi la présence de grains de quartz blancs non-usés et des clastes anguleux de graviers quartzeux. Les sables grossiers renferment encore des schistes sériciteux et des concrétions ferrugineuses avec de nombreux cutanes, mais les agrégats siliceux sont moins fréquents.

Vers 90 cm, les graviers montrent une proportion de fragments revêtus de ciment qui augmente un peu. Les débris de schistes sériciteux sont moins grands et moins « propres », et on observe plus souvent des coatings comparables à ceux de la cuirasse avec quelques structures

cutanées. On distingue de moins en moins les microparcelles sériciteuses qui ne sont plus représentées que par des très petits grains de quelques dizaines d'ångströms. Dans les sables grossiers, la présence de rares formes usées de clastes est encore décelable, mais les grains de quartz ont disparu. Dans les sables fins, on peut distinguer encore quelques petits agrégats hématitiques.

Vers 50 cm de profondeur, la matrice rouge granuleuse renferme toujours de nombreux petits débris de schistes sériciteux tendres pigmentés en rouge brique ou en rose : quelques plaquettes gris plus sombre, de plus grande taille, sont bien conservées. Une faible minorité (<5 %) de schistes présente des contours émoussés. Près de la moitié de ces débris schisteux sont recouverts d'un coating ferrugineux associé à différentes structures tubulaires bordées de cutanes plus ou moins sombres, évoquant la cimentation de la cuirasse. Quelques agrégats permettent d'observer des microcristallisations, le cutane interne des cavités est noir violacé (hématite probable), sa surface présente des mamelons isolés ou encore, des sortes de bothryoides. Les clastes quartzeux blancs sont très rares. Les sables grossiers associent des débris schisteux plus ou moins encroûtés et quelques graviers non-usés de quartz. Les sables fins sont composés de petits grains de quartz non-usés, de muscovites et encore de très petits débris schisteux.

En bref, ce profil se compose de trois ensembles superposés (1) le schiste qui alimente l'altération, (2) l'arène ou saprolite grossière qui correspond aux premiers stades de l'altération, (3) l'accumulation latéritique au sens large, domaine selon D. Nahon (1991) de transformation ou d'amincissement. Dans l'état de nos observations, la saprolite fine ou lithomarge, domaine de maturité de l'évolution, ne serait donc pas représentée.

## 6.2. Analyses diffractométriques R.X

### Fraction argileuse (< 2 $\mu\text{m}$ )

La composition des argiles des quatre niveaux de l'horizon C saprolitique de la coupe de Castelnu s'avère assez homogène sur l'ensemble de la verticale où elle est toujours dominée par les feuilletés micacés illite-muscovite (60 à 69 %) dérivés du remaniement des microparcelles sériciteuses du schiste. Il s'agit donc d'un matériel autochtone à peine transformé. En second rang, apparaissent des édifices interstratifiés illite-smectite (22 à 25 %) et des smectites (6 à 9 %), tous plus ou moins gonflants à l'éthylène-glycol, ce qui exclut la présence de la vermiculite. Les kaolinites ne jouent qu'un rôle accessoire (2 à 4 %). La goéthite est très régulièrement associée à cette fraction argileuse, ainsi que le quartz et des traces de feldspaths potassiques et calco-sodiques. Du bas vers le haut de la saprolite, on note une sensible diminution des illites-muscovites remaniées au fur et à mesure qu'on s'éloigne du socle, cette évolution est traduite par le rapport I-Sm +Sm / I qui passe de 0,4 près de la base à 0,57 à

l'approche du sommet (Fig. 8b). Dans des processus comparables, des compositions chimiques intermédiaires entre la séricite vraie, la vermiculite potassique et la smectite potassique ont pu être également observées (Meilhac et Tardy, 1970). À l'inverse des muscovites, la participation du quartz sous la forme de très petits grains détritiques tend à s'élever en allant vers le haut du saprolite, l'intensité relative de son pic principal passe ainsi de 48 à 100 (Fig. 8b) exprimant le caractère de plus en plus allochtone du sédiment.

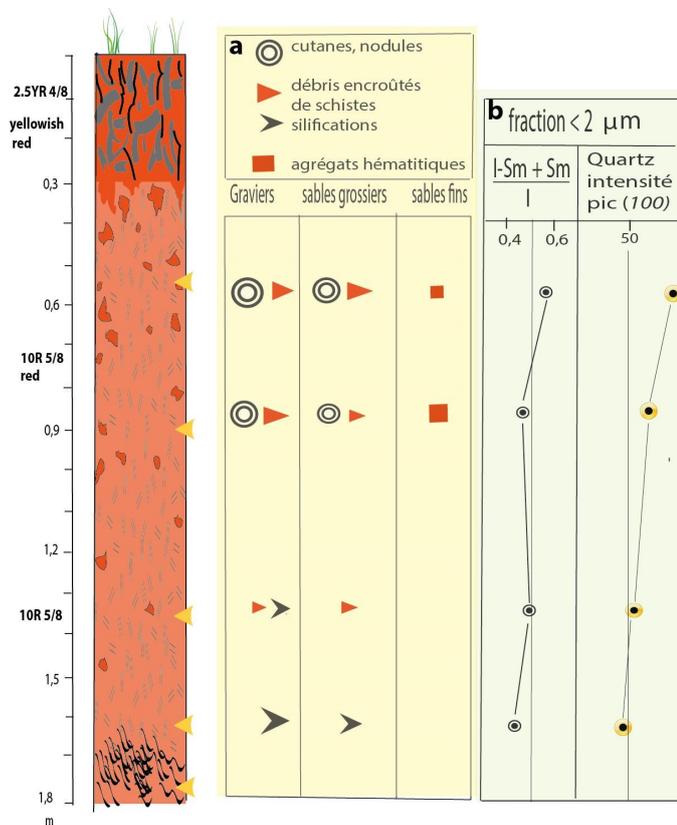


Fig. 8. Coupe Castelnou-Ausineil. Au centre (fond jaune), observations microscopiques des cutanes et nodules, des débris de schistes encroûtés, des agrégats silicifiés et des agrégats en hématite ; la dimension des symboles est approximativement proportionnelle à l'abondance des particules. À droite (fond vert), paramètres extraits de l'analyse diffractométrique R.X de la fraction <math>< 2 \mu m</math> : 1/ rapport I-Sm + Sm/I soit le rapport entre minéraux néoformés et illite (minéral hérité), 2/ intensité relative du pic majeur (001) du quartz.

Fig. 8. Castelnou-Ausineil section – Microscopic observations of cutanes and nodules, debris of encrusted shales, silicified aggregate and hematite aggregates are summarized in the center of the diagram (yellow background); the size of the symbols is approximately proportional to the abundance of the particles. The columns on the right (green background), summarized the diffractometric results obtained on the clay fraction (<math>< 2 \mu m</math> fraction) by XR analysis: 1/ the I - Sm + Sm/I parameter which is the ratio between neoformed minerals and illite (inherited mineral), 2/ the relative intensity of the quartz (001) major peak.

### Concrétions et pisolites

Trois agrégats ferrugineux à surface mamelonnée ont été sélectionnés et analysés après broyage, leurs compositions sont dominées par les oxydes de fer et par le quartz associés à quelques traces d'argile. Les oxydes de fer sont représentés par l'hématite, suivie de la goéthite, et par quelques traces de lépidocrocite. Le quartz est ici très abondant et exprime les nombreuses silicifications qui ont contribué à la cimentation et ainsi, à la fossilisation de ces concrétions, comme elles ont permis celles de l'horizon cuirassé sus-jacent.

### 6.3. Analyses au microscope à balayage

Des clastes de schistes sériciteux et plusieurs petites concrétions à structure pisolitique ont été triés au sein de la

saprolite et examinés au microscope électronique à balayage.

Les débris schisteux, notamment dans leurs parties apicales, présentent une surface lamellaire plus ou moins ébréchée ou recouverte de microdébris de quelques microns de diamètre (Fig. 9a). Cet émiettement peut aboutir au contour parfois pseudo-émoussé des angles des clastes, du moins dans les cas fréquents où ils sont en cours d'altération.

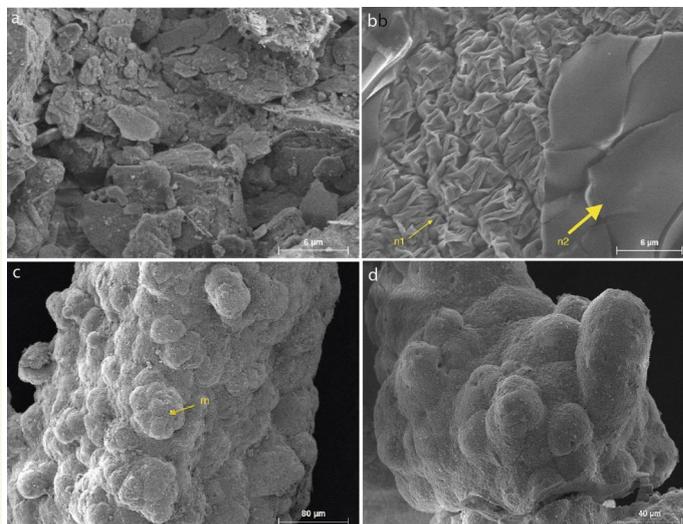


Fig. 9. Microphotos MEB de grains lithiques observés sur la coupe Castelnou-Ausineil. a - Dislocation de surface des microplaques à l'apex d'un claste schisteux, b - Néoformations de cristallites de goéthite en deux étapes n1 et n2 (flèches jaunes), c - Tubule de goéthite en mamelons (m) autour de l'axe supposé d'une galerie de termites, d - Autre exemple de concrétionnement de la goéthite.

Fig. 9. SEM photos of lithic grains present along Castelnou-Ausineil section. a - Breakdown of the surface of microplates at the apex of a schistose clast, b - Two-step n1 and n2 (yellow arrows) of goethite crystallites neoformations, c - Tubule of goethitic with nipple forms (m) around the presumed axis of a gallery of termites, d - Additional example of goethite concretion.

Les concrétions présentent des formes variées : tubulaires en manchon autour de restes végétaux, en plaquettes ou carapace moulant des surfaces planes, ou plus souvent, en nodules de taille variée. Chaque fois, la surface cutanée présente des petits mamelons de goéthite de 15 à 30 microns eux-mêmes composés d'une mosaïque de très petits granules de 1 ou 2 microns (Fig. 9c et d). Plusieurs sections perpendiculaires permettent d'observer la superposition des couches cutanées.

Dans certaines parties des concrétions, on peut voir apparaître des microstructures ferrugineuses néoformées composées de goéthite. Le cliché permet de différencier deux générations successives de la néoformation : (1) dans un premier temps, ce sont des cristallites de moins de 5 microns qui se sont formés, (2) dans un deuxième temps, des cristallites de plusieurs dizaines de microns se sont superposés aux premiers (Fig. 9b).

### 6.4. Analyses géochimiques à la microsonde

Les analyses ont concerné la plupart des clastes de schistes sériciteux et des petites concrétions déjà observées au microscope à balayage.

#### Rapports Al/K et Si/Al

La roche mère est figurée ici par les schistes gris argentés (schistes sériciteux) qui composent le substratum

de la brèche de Castelnou. Plusieurs analyses de référence de l'illite trouvés dans la littérature sont présentées dans la partie inférieure du diagramme (Caillère et Hénin, 1982 ; Deer *et al.*, 1963) (Fig. 10). Trois échantillons de schistes sériciteux portés sur le même diagramme se trouvent en continuité avec les précédents, l'un d'entre eux témoigne d'une perte sensible en potassium, situation qu'on va retrouver dans plusieurs matrices ocre rouge de la saprolite. Les relations entre les deux rapports mesurés dans les différentes concrétions ferrugineuses (notamment les cortex des pisolithes) de la brèche permettent de définir un assez large champ en haut et à gauche du diagramme. Ce champ exprime aussi une perte manifeste en potassium associée à une baisse du rapport Si/Al. Si on considère la composition globalement encore micacée de la fraction argileuse analysée aux R.X, et notamment l'apparition d'interstratifiés illite-smectite, ainsi l'évolution minéralogique s'oriente davantage vers une smectitisation de la phase de liaison que vers une kaolinitisation qui impliquerait un rapport Si/Al voisin de 1,2.

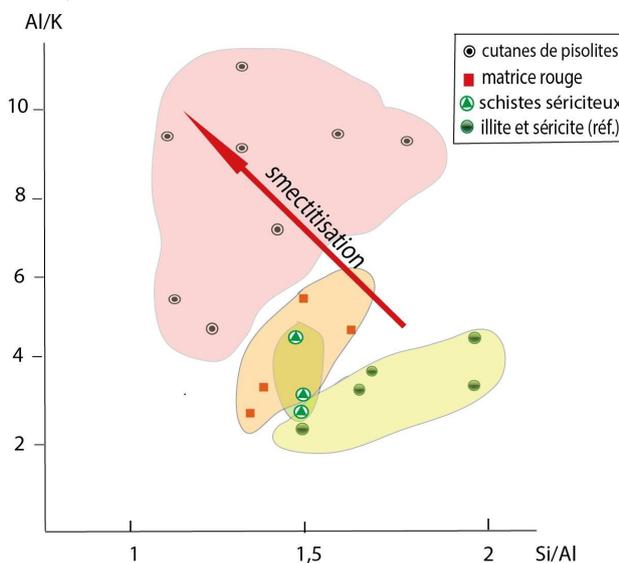


Fig. 10. Diagramme Al/K-Si/Al illustrant l'évolution chimique lors de l'altération des schistes gris lustrés de Castelnou. Le nuage en bas du diagramme correspond au stade initial avec séricites ou illites non altérées. L'altération procède par diminution du rapport Si/Al et augmentation de Al/K (smectitisation) ; elle augmente dans les grains pisolitiques et devient maximale dans les grains concrétionnés ferrugineux des cutanes.

Fig. 10. Diagram Al/K-Si/Al showing the chemical evolution related to the alteration of the Castelnou silver schists. The lowest cloud in the diagram corresponds to the initial stage where sericites or illites are still present. The weathering (smectitization) proceeds through Si/Al decrease and Al/K increase. In an intermediate stage, potassic smectites are still present in the red matrix. Al/K is maximal in the most weathered materials which correspond to ferruginous concretion grains in cutanes.

Il est à noter que les concrétions présentent des concentrations élevées en fer qui traduisent la présence de la goéthite et de l'hématite, parfois associées au carbone des restes végétaux, mais qu'aucune trace de manganèse n'a été décelée.

La conséquence la plus importante de cette smectitisation de la phase argileuse est une perte en silice qui peut alimenter pratiquement *in situ* les silicification secondaires qui ont comblé les porosités de ces brèches.

Bien que séricite et muscovite puissent se maintenir longtemps inaltérées dans les profils ferrallitiques (Lelong et Millot, 1966), la saprolite de Castelnou montre les étapes d'une dégradation assez nette. Ce schéma de milieu de plus en plus ouvert est assez proche de celui anciennement

proposé par A. Meilhac et Y. Tardy (1970). L'abaissement de la température ou l'ouverture du système peuvent avoir le même effet. Plus la teneur en potassium diminue, plus la charge interfoliaire et les charges tétraédriques baissent, plus la composition octaédrique se diversifie, le magnésium, mais surtout le fer, venant se piéger et se concentrer. Ce n'est que plus tard que la kaolinite serait susceptible d'apparaître.

La tendance au lessivage du fer est beaucoup plus marquée dans les roches riches en quartz, comme les grès, que dans les roches phylliteuses, telles que les schistes qui font l'objet de cette étude.

## 7. Discussion

### 7.1. L'âge

L'âge de cette accumulation ferrifère et silicifiée observée sur plusieurs pentes installées dans les schistes paléozoïques demeure une question majeure.

L'instabilité des oxydes de fer et leur hydratation variable rendent *a priori* assez incertaine des mesures isotopiques ou paléomagnétiques. En conséquence, c'est à partir des connaissances relativement récentes sur l'évolution paléoclimatique méso-cénozoïque, et plus particulièrement cénozoïque, de la région que nous aborderons cette question. Notre argumentation repose sur (1) les observations locales des surfaces d'érosion post-orogéniques au sommet des reliefs et de leurs sols altérés, (2) les successions de processus karstiques, (3) plusieurs études des résidus de paléosols qui ont notamment donné naissance aux accumulations du Sidérolithique.

### 7.2. Comment définir cette roche ?

C'est une formation à structure bréchique avec des clastes de nature essentiellement schisteuse, rarement quartzreuse. C'est aussi une formation presque isopaque de 30 à 50 cm d'épaisseur que l'on trouve régulièrement plaquée, voire collée au toit des schistes sériciteux d'âge précambrien ou ordovicien. En fonction de cette géométrie, il ne peut s'agir d'une brèche tectonique. Il ne s'agit pas non plus d'une brèche sédimentaire car les clastes sont le plus souvent non usés ou peu usés, très fortement concentrés et montrent une lithologie homogène qui reflète très exactement celle de leur support qui fait ici figure indiscutable de roche-mère. Pour l'essentiel, le transport a été faible ou nul, à l'exception très ponctuelle de quelques matériaux colluvionnés de type stone-line qui se trouvent piégés dans la cuirasse. De nombreux nodules, pisolites et tubules, pédostructures habituelles aux cuirasses ferrugineuses des sols ferrallitiques, sont inclus dans le ciment de la cuirasse, suggérant aussi un sol tropical. Sa saprolite grossière peut être parfois très condensée, voire même absente, la cuirasse ferrugineuse venant alors pratiquement se coller à la roche-mère comme c'est le cas à Castelnou et à San Quirze de Colera. Une érosion de la saprolite plus ou moins complète peut expliquer cette géométrie, dans ce cas, l'horizon pierreux de la brèche

pourrait résulter d'une condensation mécanique de pente avant que n'intervienne la cimentation finale de la cuirasse. Il est fréquent d'observer certains profils tronqués vers le haut ou incomplets vers le bas. Parfois, même, en pays aride, on note que la cuirasse peut reposer, sans intermédiaire, directement sur un socle sain (Grandin et Thiry, 1983 ; Nahon, 1991).

Dans une considération globale, l'accumulation est autochtone, mais elle a pu aussi intégrer localement les produits de quelques ravinements de versant, ainsi pourrait-on expliquer la présence, même assez exceptionnelle, d'un galet quartzeux très émousé et encroûté à la surface d'une cuirasse au-dessus du Port de Llança, ou aussi de blocs roulés dans les accumulations du Pic Péric en Cerdagne.

Il est vraisemblable que ces cuirasses lithorelictuelles, plutôt de faible épaisseur, aient eu tendance à se démanteler ou à se détruire dès lors qu'elles n'étaient plus en équilibre avec leur environnement d'origine. À la base des profils d'altération des pays semi-arides du Sahel, la cuirasse finit d'abord par rattraper la lithomarge, escamotant ainsi l'horizon tacheté de la base du profil, puis l'horizon de la saprolite grossière qui peut être réduit à l'état d'une sorte de stone-line (Nahon et Millot, 1977).

Ces cuirasses n'auraient pas été capables de résister aux divers processus érosifs si les formes variées de porosité (septariales, tubulaires ou vermiformes) n'avaient été le site du développement, sans doute en diagenèse assez précoce, de remplissages siliceux qui sont venus renforcer l'ossature de la roche.

### 7.3. La brèche rouge foncé dans le cadre de l'évolution climatique cénozoïque

Il est admis qu'aux latitudes tropicales, le développement des bauxites et des sols argilo-ferrugineux meubles a été contrôlé par des climats humides ou très humides, tandis que les cuirasses ferrugineuses se développaient en climats à saisons plus contrastées (Grandin et Thiry, 1983). Les premières bauxites du Languedoc ont pris naissance sans doute au Crétacé ou au Paléogène (Peybernés, 1976 ; Gourdon-Platel *et al.*, 2000 ; Ricordel-Progron *et al.*, 2000). Cette période de bauxitisation généralisée s'est achevée à l'Oligocène inférieur avec des témoins qui sont connus jusqu'aux latitudes 40° N et 40° S (Grandin et Thiry, 1983). En Europe (notamment en Aquitaine, dans le Bassin de Paris et dans le Jura) durant l'Oligocène inférieur et moyen, ce sont encore des saisons contrastées qui contrôlèrent la mise en place du Sidérolithique avec son énorme tonnage d'argiles kaolinitiques remaniées de formations antérieures. Puis, une grande période de ferruginisation a affecté la zone intertropicale, surtout entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur (Gourdon-Platel, 2000).

Les premières manifestations karstiques dans la région des Corbières sont intervenues lors des émergences du Crétacé supérieur (Peybernés, 1976 ; Combes *et al.*,

2007). Sous un climat tropical humide, la bauxite s'est trouvée piégée et conservée dans les cavités. À la fin de l'Éocène et à partir de l'Oligocène, le climat a évolué en direction d'une saisonnalité plus contrastée. Les parties basses du paysage ont été fossilisées à leur tour et le cuirassement ferrugineux a pris le relais des altérites kaolinitiques meubles. Ainsi le climat devenant plus chaud et plus sec est favorable à la formation de pisolites et à la déshydratation de la gibbsite en boehmite. Plusieurs de ces observations ont été recueillies en Afrique de l'Ouest, mais peuvent largement être transposées jusque dans le sud de la France.

Ainsi la paléaltérite de la Formation de Rouffignac indique un environnement tertiaire encore chaud et humide se dégradant vers 37 Ma (au Priabonien) pour laisser place à des conditions plus arides à saisons contrastées qui ont induit un large démantèlement des horizons d'accumulation (Gourdon-Platel *et al.*, 2000). Les blocs de cuirasse sont aujourd'hui mêlés aux altérites sableuses du Périgord occidental de 3 à 10 m d'épaisseur (Gourdon-Platel *et al.*, 2000).

Avec leurs pisolites et leurs silicifications, les cuirasses est-pyrénéennes s'apparentent à certains paléosols sidérolithiques du Nord du Massif Central qui « montrent les traces d'une phase d'altération lessivante et ferrugineuse sous un climat très contrasté, à tendance aride, suivie d'une silicification » (Thiry *et al.*, 1983). Le faciès caractéristique de ces concrétionnements ferrugineux qui, seuls, pourraient être qualifiés de sidérolithiques, atteste de cette phase climatique latéritisante de la fin du Bartonien/début Priabonien qui a prévalu sur l'ensemble de la bordure orientale du Bassin d'Aquitaine. Ces profils ferrallitiques se placent aussi vers la fin de la longue période de pédogenèse latéritisante allant du Paléocène à l'Eocène supérieur qui a sévi un peu partout sur et à proximité du domaine « Massif central – Armorique » (Wyns, 2002 ; Wyns *et al.*, 2003).

Les matériaux en équilibre avec un environnement plutôt aride sont susceptibles d'être largement effacés quand un épisode plus humide leur succède. Par contre, les matériaux constitués en milieu hydrolysant pourront être préservés si ils sont soumis postérieurement à des conditions plus sèches (Thiry, 2000). Cette chronologie permettrait d'expliquer comment quelques-unes des cuirasses latéritiques des Pyrénées catalanes ont pu se trouver fossilisées.

Les paléosurfaces d'altération karstiques présentent des concrétions rouge-brun à rouge, pigmentations habituellement caractéristiques de l'hématite. Ce minéral est généralement formé sous des conditions climatiques chaudes et relativement sèches qui sont celles admises dans l'environnement subtropical du Sud de la France à la fin du Crétacé et au Paléocène (Combes *et al.*, 2007). Les brèches brun-rouge catalanes aussi renferment souvent ce minéral, pouvant évoquer une origine assez ancienne ou encore un vestige d'un épisode un peu extrême qui a pu

être conservé après une histoire géochimique où plusieurs épisodes géochimiques se trouvent emboîtés. Mais il est très probable que de nombreux vestiges de ces brèches ont été emportés par l'érosion, ce qui explique leur localisation géographique restreinte.

#### 7.4. Les processus de la silicification

Les silcrètes sont des encroûtements siliceux que l'on trouve à la surface altérée des pédiplains des bassins. Deux grandes périodes de silicification sont connues au Tertiaire, l'une à l'Eocène supérieur-Oligocène et l'autre entre le Miocène supérieur et le Villafranchien. Elles s'inscrivent dans des séquences climatiques allant de l'humide vers l'aride (Grandin et Thiry, 1983).

Pour certains auteurs, pendant le Tertiaire, l'apparition des silcrètes fût associée à une succession définie d'environnements morphologiques contrôlés par le climat (Thiry et Milnes, 1991). L'époque de la silicification est principalement considérée en fonction des changements climatiques. La nécessité d'un climat alterné est le plus souvent admise, la saison humide expliquant les structures d'illuviation et la mise en solution de la silice, et la saison sèche, la fixation de la silice par concentration des solutions sous l'effet de l'évapotranspiration (Grandin et Thiry, 1983 ; Thiry *et al.*, 1983). D'un point de vue chronologique, ces mêmes auteurs considèrent que les silicifications sont postérieures aux altérites de climat humide, mais aussi contemporaines de la formation des altérites dans les zones de latitude plus élevée, ce qui s'accorde avec une extension des régions sèches au détriment des régions humides (Thiry et Simon-Coinçon, 1996). Dans le cas d'un système de glaciers intermédiaire, les silcrètes, moins spécifiques d'une forme de relief et cantonnés préférentiellement à la périphérie des bassins sédimentaires, se forment plutôt avant le maximum d'aridité, sous un climat chaud à saisons contrastées. Ils sont généralement précédés d'une période d'altération lessivante (Grandin et Thiry, 1983).

D'un point de vue géochimique et minéralogique, le processus de silicification a été analysé dans plusieurs faciès latéritiques que l'on peut comparer avec ceux des Pyrénées-Orientales (Brinkman, 1970 ; McArthur *et al.*, 1991). L'oxydation du  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$  entraîne l'acidification du milieu qui, à son tour, peut conduire à la destruction des argiles, avec mobilisation de l'aluminium et reorganisation de la silice en opale-CT quasiment sur place. Pour que ces réactions « fonctionnent » et puissent s'enchaîner, les flux d'eau doivent rester modérés pour éviter la dilution de l'acidité. On admet donc généralement que de tels processus sont indicateurs de climats à déficit hydrique. **L'apparition de la smectite** est liée à l'altération post sédimentaire. Elle se développe en même temps que le blanchiment et le dépôt de silice, essentiellement après la mise en place des terriers de termites qui souvent font fonction de drain pour les solutions. Ces caractères indiquent des processus proches de ceux décrits dans les sols sous climats tropicaux secs (Grandin et Thiry, 1983 ; Thiry *et al.*, 1983).

Sous climat aride, la silicification peut intervenir à plusieurs niveaux du profil pédologique. Elle peut se développer à un niveau plus profond que celui du cuirassement ferrugineux dans le cas de profils assez épais avec une dynamique verticale descendante des solutions siliceuses (Thiry et Milnes, 1991). Les concrétions siliceuses observées à la base du profil de Castelnou-Ausineil pourraient correspondre à ce processus.

Dans le cas de forte condensation du profil, comme celles constatées dans cette étude, on peut envisager que la silicification et la ferrallitisation aient pu être un temps concomitantes. Dans plusieurs sites de bordure du Massif central, quand le niveau de la silicification est commun avec celui des cuirasses, la ferruginisation précède toujours la silicification surtout calcédonieuse, et qui demeure incomplète dans le haut du profil (Camuzard, 2000 ; Gourdon-Platel *et al.*, 2000). La plupart des brèches rouges silicifiées de l'extrême est-pyrénéen semble correspondre à un processus analogue.

Le processus de silicification paraît ici s'inscrire en tant que phénomène subordonné à celui de la ferrallitisation. Selon M. Thiry et A. R. Milnes (1991), il est susceptible d'intervenir selon deux modes différents en fonction du niveau de la nappe phréatique et donc de la paléotopographie :

- par cimentation quartzeuse des grains siliceux détritiques, soulignés par un liseré ferrugineux déstabilisé ; le quartz authigénique secondaire forme des liserés d'accroissement qui entraînent les oxyhydroxydes ferri-manganifères jusqu'à leur frange de développement maximal. Ce cas ne s'applique pratiquement pas à nos cuirasses est-pyrénéennes dépourvus de manganèse ;
- par comblement de la porosité ; la calcédonite scelle les franges et revêtements de ferri-argilanes ou de sesquioxides de fer (la silicification est alors rarement complète et laisse quelques lacunes comblées par des produits siliceux amorphes ou des argiles). Ce processus semblerait être celui qui a le plus largement opéré dans le cadre de cette étude.

De manière générale, les fluides diagénétiques, riches en silice, sont alimentés pendant l'altération par plusieurs réactions de désorption, de décomplexation des liens siliceux ou par des recristallisations des argiles. Ici, les néoformations successives des smectites ou les transformations qui s'en suivent tendent à libérer la silice qui, au moins pour partie, doit alimenter les précipitations diagénétiques. Les cimentations siliceuses de nature pédogénétique se développent en milieu vadose où des épisodes de lessivage et d'infiltration alternent avec des épisodes d'évaporation. La silice en solution précipite ainsi en fonction de la dynamique verticale ou latérale des nappes phréatiques (Thiry et Milnes, 1991).

Enfin l'étude de ces brèches catalanes n'apporte aucune évidence de vecteur biologique de la silice même si les phytolithes ont dû vraisemblablement intervenir dans sa

concentration. Quand cette silice biologique passe en solution, c'est sous forme d'opale A que l'acide silicique précipite en premier (Clarke, 2003), or nous avons constaté le rôle relativement discret de l'opale dans cette ultime cimentation. Par contre, les tubules de la cuirasse témoignent vraisemblablement de l'activité des termites sous un climat tropical pourtant particulièrement sec.

## 8. Conclusion

Les brèches rouge foncé à clastes schisteux à l'Est de la chaîne pyrénéenne sont des cuirasses ferrallitiques qui ont connu un épisode tardif de silicification. Elles couvrent systématiquement des séries de schistes gris lustrés au toit plus ou moins altéré et proposent les mêmes faciès dans tous les sites d'observation. Ces faciès homogènes sont contrôlés par la nature de ces schistes et sont indifférents à l'âge précis de ceux-ci. On en déduit que ce sont les mêmes environnements d'altération qui ont permis leur accumulation.

La saprolite pierreuse de Castelnou témoigne du passage *per ascenso* de clastes schisteux peu ou pas encroûtés vers des clastes très encroûtés mélangés à des concrétions ferrugineuses. La saprolite est tronquée ou inachevée puisque dépourvue de lithomarge argileuse. La silicification tardive, qui a fortement envahi la cuirasse, s'est aussi manifestée à la base du profil.

La saprolite est composée principalement de matières argileuses (muscovite-séricite) héritées du toit schisteux, mais les phyllites néoformées pendant l'altération (interstratifiés illite-smectites et smectites) sont associées en part croissante en allant vers le haut du profil (20 à 35 %) ; la kaolinite ne joue ici qu'un rôle accessoire. Les petits grains de quartz détritiques tendent à se concentrer aussi vers le haut du profil.

La goethite, présente dans la fraction argileuse sous forme bothryoidale, est associée au quartz dans les concrétions. Dans la cuirasse, hématite et goethite se trouvent souvent réunies témoignant de variations importantes du régime hydrique de l'accumulation.

Le diagramme de relation Al/K et Si/Al permet de suivre au sein du profil une évolution partant d'un pôle séricite-muscovite inaltéré pour atteindre un pôle de plus en plus smectitique, l'évolution s'exprimant principalement par une perte en potassium associée à une baisse du rapport Si/Al. Cette smectitisation induit une perte en silice qui a pu intervenir dans la silicification secondaire.

Le profil pédogénétique est souvent incomplet, la lithomarge est absente et parfois la cuirasse peut reposer sans intermédiaire sur le socle inaltéré, comme dans les profils d'altération des pays semi-arides du Sahel. Ces condensations ont pu intégrer quelques processus mécaniques de remaniement de pente (creeping).

Au vu des reconstitutions paléoclimatiques des Corbières voisines ou plus au Nord de la bordure atlantique du Massif Central, ces processus n'ont pu prendre place qu'après la fin de l'Eocène où le modèle évoque le début d'un climat contrasté à tendance aride. La présence de

l'hématite dans la cuirasse conforte cette conclusion.

La fixation de la silice qui a joué un rôle important dans la fossilisation de ces horizons d'accumulation, permettrait d'envisager un processus se situant entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène, bien qu'un âge un peu plus tardif puisse aussi être envisagé. Développement des smectites et dépôt de silice sont des processus caractéristiques de mêmes climats tropicaux secs à déficit hydrique.

Les premiers constructeurs des monuments romans des Pyrénées orientales ont été attirés par ces brèches rouge-foncé, pourtant assez rares à l'affleurement, leur singularité, leur esthétique ou, tout simplement, leur pigmentation, en ont fait des pierres de prestige qui ont été réservées aux parties les plus nobles des édifices.

## Remerciements

Ces recherches, menées dans le cadre du Programme Collectif de Recherches (PCR) *PETRVS* : « Identification et localisation des roches et des carrières utilisées dans la construction en Roussillon au Moyen Âge », ont bénéficié de financements de la Direction Régionale des Affaires Culturelles et de l'Université de Perpignan-Via Domitia. Les observations archéologiques, dont certaines illustrations ont fait l'objet d'une publication actuellement sous presses qui a largement participé à la documentation de cette étude (Martzluff *et al.*, sous presse). Cette contribution a bénéficié des lectures critiques des deux rapporteurs Robert Wyns et Bernard Laumonier et de la révision très détaillée de l'éditeur de la revue Denis Thiéblemont.

## BIBLIOGRAPHIE

- Alonzo-Zarza A.M., Calvo J.P., Vandam J., Alaca L.** (2000) - Northern Terval graben (Neogene), northeastern Spain. In: E. H. Gierlowski-Kordesch and K. R. Kelts (eds.), *Lake basins through Space and time*. AAPG Studies in Geology, 46, 491–496.
- Babault J., Van den Driessche J., Bonnet S., Castellort S., Crave A.** (2005) - Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- Brinkman R.** (1970) - Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3/3, 199-206.
- Camuzard J.-P.** (2000) - Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux : **essai méthodologique d'interprétation des enregistrements pédosédimentaires, applications à l'analyse structurale des formations superficielles et à l'étude de la dynamique des milieux continentaux métastables**. Thèse Doct., Univ. Caen, 509 p.
- Caillière S., Hénin S.** (1982) - Minéralogie des argiles : Classification et nomenclature, tome 02. Masson, Paris, 189 p.
- Calvet M., Gunnell Y.** (2008) - **Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis**. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, 296, 147-166.
- Cavagnetto C., Anadón P.** (1996) - Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene–Early Oligocene of the eastern Ebro basin, northeast Spain. *Rev. Palaeo. Palyno.*, 92, 281-305.
- Clarke, J.** (2003) - The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. *Earth Sci. Rev.*, 60, 175–194.
- Combes P.-J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.-J., Séranne M., Lesage J.-L., Camus H.** (2007) - Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 20/5, 301-326.
- Deer W., Howie R.A., Zussman J.** (2003) - Rock-forming minerals, Sheet silicates : Micas. Edition by M.E. Fleet, The Geological Society, London, 3A, 2, 758 p.
- Gély J.P.** (2011) - L'approvisionnement des chantiers médiévaux dans une région pauvre en pierres et méthode d'évaluation de la puissance des commanditaires : l'exemple des églises rurales des Landes. In : Gely J.-P. et Lorenz, J. (eds), *Carriers et bâtisseurs de la période préindustrielle*, 134<sup>e</sup> Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Bordeaux, 2009, 137-152.
- Gourdon-Platel N., Platel J.-P., Astruc J.G.** (2000) - La Formation de Rouffignac, témoin d'une paléoaélite cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy. *Géol. France*, 1, 65-74.
- Grandin G., Thiry M.** (1983) - Le grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. *Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, XIII,1, 3-18.
- Guitard G., Cavet P., Autran A., Auriol L., Klimek E.** (1968) - Prades. Carte géologique de la France au 1/80.000. Notice explicative, 81 p.
- Gunnell Y., Calvet M., Brichau, Carter S.A., Aguilar J.-P., Zeyen H.** (2009) - Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 278, 208-218.
- Laumonier B., Calvet M., Wiazemsky M., Barbey P., Marignac C., Lambert J., Lenoble J.-L.** avec la collaboration de **Autran A., Cocherie A., Baudin T., Llac F.** (2015a) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Céret (1096). Orléans : BRGM, 164 p. Carte géologique par Wiazemsky M., Calvet M., Laumonier B., Guitard G., Autran A., Llac F., Baudin T. (2010).
- Laumonier B., Calvet M., Barbey P., Guennoc P., Lambert J., Lenoble J.-L., Wiazemski M.** avec la collaboration de **Autran A., Cocherie A., Rossi P.** (2015b) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Argelès-sur-Mer - Cerbère (1097). Orléans : BRGM, 149 p. Carte géologique par Calvet M., Autran A., Wiazemsky M., Laumonier B., Guitard G. (2015).
- Lelong F., Millot G.** (1966) - Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. *Minéraux en transit. Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, 19, 3-4, 271-287.
- Llac F.** (1989). Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000) - Feuille de Saillagouse (1098). Orléans, BRGM, 75 p.
- McArthur J.M., Turner J.V., Lyons W.B., Osborn A.O., Thirlwall M.F.** (1991) - Hydrochemistry on the Yilgarn Block, Western Australia: ferrollysis and mineralisation in acidic brines. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 55, 1273-1288.
- Mapa geologic de Catalunya** (2007) - Base de dades geològiques 1:50.000, BG50M virt.
- Martzluff M., Giresse P., Catafau A., de Barrau C., Respaut C.** (sous presse) - Rôle méconnu dans le bâti médiéval des Pyrénées catalanes d'une brèche rouge brun à clastes schisteux et à ciment silico-ferrugineux. 142<sup>e</sup> Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Université de Pau et des pays de l'Adour, Comptes Rendus, sous presse.
- Meilhac A., Tardy Y.** (1970) - Genèse et évolution des séricites, vermiculites et montmorillonites au cours de l'altération des plagioclases. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, 23, 3-4, 145-161.
- Monod B., Regard V., Carcone J., Wyns R., Christophoul F.** (2016) - Postorogenic planar paleosurfaces of the central Pyrenees: weathering and neotectonic records. *C. R. Geosci.*, 348, (3-4), 184-193. [doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.005](https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.005)
- Nahon D.** (1991) - Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. John Wiley & Sons, New-York, 313 p.

- Nahon D., Millot G.** (1977) - Géochimie de la surface des formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferugineuses par épigénie d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol.*, Strasbourg, 30, 4, 275-282.
- Ortuño M., Martí A., Martí-n-Closas C., Jiménez-Moreno G., Martinetto E., Santanach P.** (2013) - Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *J. Geol. Soc.*, 170, 79-92.
- Peybernés P.** (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco espagnoles entre Garonne et Méditerranée. Thèse Doctorat État, Université Toulouse III, imp. C.R.D.P., 459 p.
- Pujalte V., Baceta J. I., Schmitz B.** (2015) - A massive input of coarse-grained siliciclastics in the Pyrenean Basin during the PETM: the missing ingredient in a coeval abrupt change in hydrological regime. *Climatic Past*, 11, 1653-1672, doi.org/10.5194/cp-11-1653-2015.
- Ricordel-Prognon C., Lagroix F., Moreau M.-G., Thiry M.** (2010) - Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: Paleomagnetic datings. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, VOL. 115, B10104, doi:10.1029/2010JB007419
- Thiry M.** (2000) - Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: An outlook from the continental origin. *Earth Sci. Rev.*, 49, 201-221.
- Thiry M., Schmitt J.M., Trauth N., Cojean R., Turland M.** (1983) - Formations rouges sidérolithiques et silicifications sur la bordure N du Massif Central. *Rev. Géol. Dyn. Géo. Phys.*, 24, 5, 381-395.
- Thiry M., Milnes A.R.** (1991) - Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek opal field, 1072 South Australia. *J. Sed. Petrol.*, 61, p. 111-127.
- Thiry M., Simon-Coinçon, R.** (1996) - Tertiary palaeoweatherings and silcretes in the southern Paris Basin. *Catena*, 26, p. 1-26.
- Wyns R.** (2002) - Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences de l'altération cénozoïques en France. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin Paris*, 39, p. 5-16.
- Wyns R., Quesnel F., Simon-Coinçon, Guillochau F., Lacquement F.** (2003) - Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Geol. Fr.*, Special conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region, Preizerdaul, Luxembourg, 14-17: 05/2003, p. 79-87.