

Art rupestre préhistorique dans les chaos gréseux du Bassin parisien (ARBap)

Étude, archivage et valorisation

Programme collectif de recherche

coordonné par Boris VALENTIN (UMR 7041 – université Paris 1)

Travaux d'Alain BÉNARD, Fantine BELLANGER, Guillaume BÉNAILY, Béatrice BOUET, Alexandre CANTIN, Quentin CLABEAU, Lauren COSTA, Cécile DARDIGNAC, Emmanuel GUY, Yann LE JEUNE, Émilie LESVIGNES, Aurélia LUREAU, Éric ROBERT, Vanessa ROMERO, Régis TOUQUET & Boris VALENTIN

Rapport d'activités pour 2017



© É. Lesvignes/PCR ARBap

DRAC Île-de-France, Service régional de l'archéologie
INRAP Centre Île-de-France,
UMR 7041, 7194 & 8215
Muséum National d'Histoire Naturelle & université Paris 1

CHAPITRE 2

LA SÉGOGNOLE : REMARQUES PRÉLIMINAIRES SUR LA GÉOLOGIE DES ABRIS GRAVÉS

Médard Thiry, *Mines ParisTech, PSL Research University*

1. Géologie des Grès de Fontainebleau

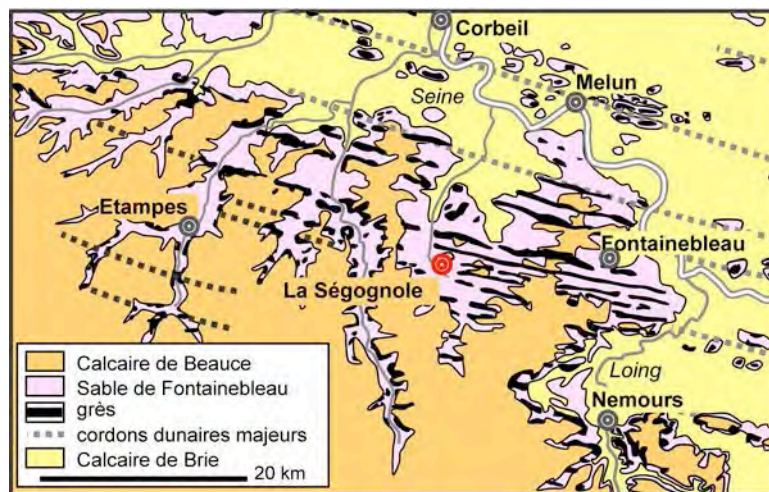


Figure 1 - Talus des Sables de Fontainebleau entre les plateaux de Brie et de Beauce renforcé par les alignements des Grès de Fontainebleau. C'est le Pays de Bière, pays de forêts et de résidences de chasse (carte d'après Alimen, 1936).

L'originalité des Grès de Fontainebleau est liée au fait que les lentilles de grès-quartzite très dur "flottent" au milieu de sables non consolidés. Les dalles de grès-quartzite forment de grands alignements mis en relief par l'érosion et qui peuvent se suivre sur des dizaines de kilomètres dans le sud de la région parisienne (fig. 1). Ces reliefs parallèles armés par des dalles de grès correspondent à des dunes littorales qui s'étiraient le long du golfe marin qui avait envahi le bassin de Paris il y a quelques 35 Millions d'années. Ces dunes littorales s'édifiaient au fur et à mesure que la mer se retirait vers le nord.

La coïncidence fréquente entre grésification (cimentation par la silice) et alignements dunaires avait conduit à interpréter les grès comme formés par évaporation des eaux contenues dans les sables dunaires, c'est à dire avant le dépôt de la couverture de Calcaire d'Étampes (Alimen, 1936).

La remontée en surface des Sables de Fontainebleau a amené leur érosion sur toute la bordure sud de l'Île de France, constituant un talus sableux aisément déblayé par les eaux, compris entre les couches calcaires résistantes du Plateau de Brie à la base et celles du Plateau de Beauce qui les protègent au sommet. Ce talus s'étend de Fontainebleau à Rambouillet et au-delà, caractérisé par une couverture forestière, c'est le Pays de Bière et le Hurepoix. Dans ce talus sableux, le Massif de Fontainebleau se distingue par les reliefs alignés que ne présentent pas les autres secteurs.

1.1. Distribution des grès

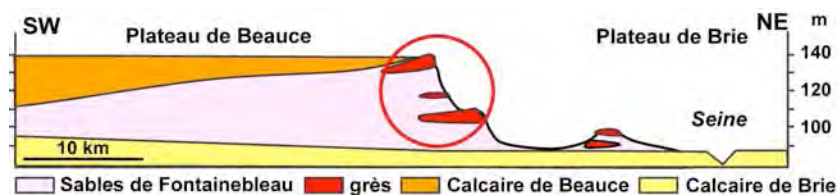


Figure 2 - Les grès sont liés et limités aux reliefs sableux. Échelle verticale très exagérée (document Médard Thiry).

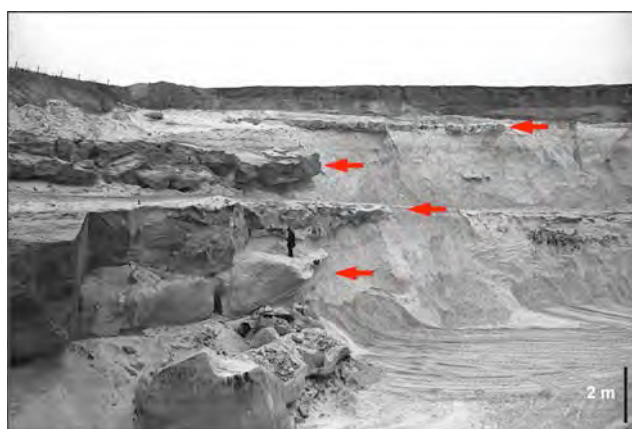


Figure 3 – En carrière, les Sables de Fontainebleau contiennent jusqu'à 4 niveaux de lentilles de grès-quartzite superposés. Carrière Blomont les Roches, Larchant (77), situation en 1987 (photo Médard Thiry).

Le dépouillement des sondages qui ont traversé les sables (environ 400) montre une opposition entre l'abondance des grès à l'affleurement et leur absence dans les sondages sous la couverture calcaire des plateaux (fig. 2). Les grès sont limités aux zones d'affleurement des sables, ce qui exclut qu'ils se soient formés avant le dépôt de la couverture calcaire (Thiry *et al.*, 1988). La même disposition est visible dans des carrières qui, de plus, montrent jusqu'à 4 niveaux de grès superposés (fig. 3).

Les grès ne sont pas une composante « géologique » de la formation sableuse, ils sont liés aux morphologies d'érosion des sables et à l'entaille des vallées. Ils sont donc récents, postérieurs à l'entaille des vallées d'âge Plio-Quaternaire. Leur disposition en dalles subhorizontales conduit à envisager un contrôle de leur genèse par des nappes phréatiques.

1.2. Formation des grès

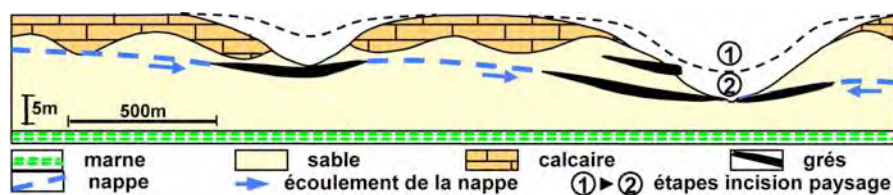


Figure 4 - Schéma de formation des grès en lentilles superposées dans les zones d'écoulement de la nappe phréatique (document Médard Thiry).

Pour satisfaire ces contraintes géométriques, il a été proposé un modèle de silicification dans la zone d'écoulement des nappes au voisinage de l'affleurement (fig. 4) :

- (1) les grès se forment par précipitation de silice dans la zone d'écoulement de la nappe ;
- (2) chaque reprise de l'incision s'accompagne de l'abaissement du niveau de la nappe, puis formation d'une nouvelle dalle lors de la période de stabilité du paysage.

Au regard de la faible solubilité de la silice dans les eaux (environ 18 mg/l dans la nappe de Beauce), les silicifications ne se développent que si l'apport en silice est entretenu avec des débits soutenus et pendant des périodes relativement longues.



Figure 5 - Moulages de cristaux de calcite dans un grès- quartzite. Poligny (77) (photo Médard Thiry).

La liaison des silicifications avec les morphologies actuelles suggère un âge Plio-Quaternaire. Cet âge a pu être précisé par la datation de cristallites de calcite incluses dans les grès siliceux (Thiry et al., 2013) (fig. 5). Ces calcites pré-datent donc la silicification. Les calcites d'un des sites d'inclusion ont été datées à 300 000 ans, ce qui correspond à la glaciation saaliennne (Riss) ; quatre autres occurrences datées se rapportent à la dernière glaciation weichsélienne (Würm). La silicification des sables est du même âge, ou plus récente.

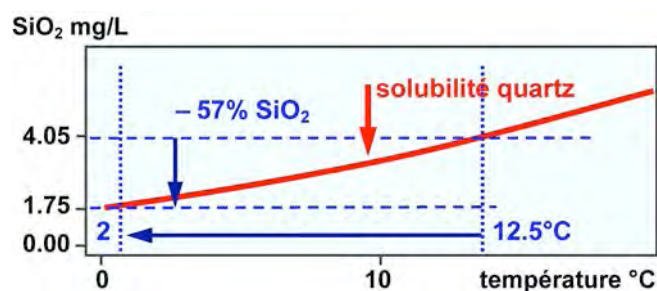


Figure 6 - La solubilité du quartz baisse de plus de la moitié quand la température baisse de 12,5 et 0°C (document Médard Thiry).

Reste à expliquer le mécanisme de précipitation de la silice à l'origine de la cimentation des sables. Le calage de la silicification sur les périodes froides permet d'entrevoir l'intervention de la température : la solubilité de la silice diminue quand la température diminue (fig. 6). La précipitation de la silice par refroidissement de l'eau de la nappe est le mécanisme le plus probable pour expliquer les silicifications en arrière des points d'écoulement de la nappe vers les vallées pendant les périodes glaciaires (Thiry et al., 2017).

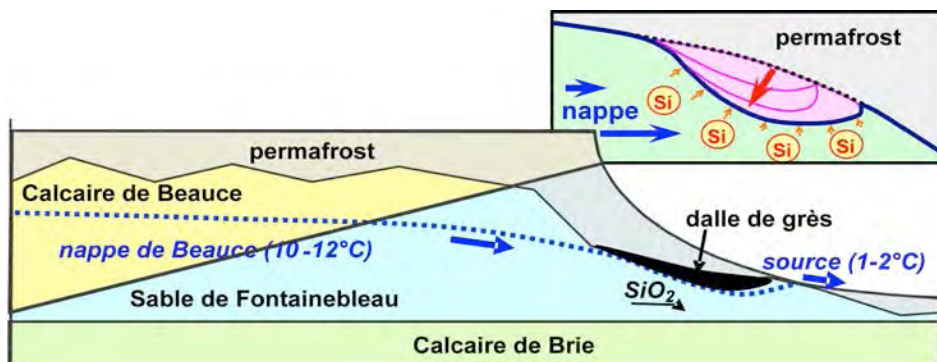


Figure 7 - Formation des Grès de Fontainebleau à l'interface permafrost/nappe, par adjonction de feuillets silicifiés successivement (document Médard Thiry).

Ce modèle de silicification pendant les périodes froides ne diffère du modèle de nappe proposé précédemment que par le mécanisme de la précipitation de la silice (fig. 7). Il aboutit à la même distribution des dalles de grès : limitée aux bordures des plateaux et aux vallées, dans les zones d'écoulement de la nappe qui est la source de silice. En revanche, les dalles superposées n'ont pas forcément une liaison avec l'entaille progressive des vallées, elles seraient réglées par le développement (enfouissement) du permafrost et donc liées à l'intensité et à la durée de la période froide (Thiry et al., 2017).

1.3. Les morphologies primaires



Figure 8 – Fuseaux de grès amalgamés qui fossilisent les écoulements de la nappe lors de la silicification (photo Médard Thiry).

Les lentilles de grès ont souvent des formes allongées, en aile d'avion ou en fuseaux isolés ou amalgamés, elles évoquent des écoulements de l'eau de la nappe lors de la silicification (Fig. 8).

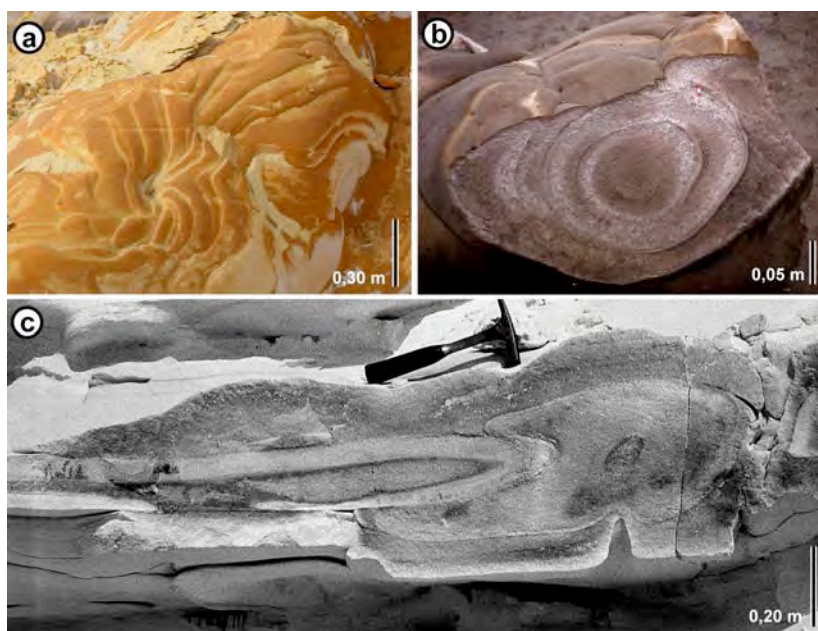


Figure 9 – Structures externes (a) et internes (b) & (c) montrant que les silicifications se sont faites par addition/superposition d’enveloppes silicifiées successives (photo Médard Thiry).



Figure 10 - Grès à morphologies convolutées complexes traduisant les circulations de l’eau de nappe au sein de sables gelés (photo Médard Thiry).

Les grès montrent parfois des zones plus ou moins silicifiées qui forment des couches concentriques, en pelures d’oignon, qui matérialisent la croissance centrifuge des grès (fig. 9). Des lentilles et gogottes silicifiées se sont formées par adjonction de feuillets successifs, puis l’amalgamation et la soudure des lentilles a conduit à la formation des dalles silicifiées massives (Thiry et Maréchal, 2001). Certaines morphologies remontantes, ondulées, divergentes, voire même verticales s’expliquent par l’irrégularité du front froid et les zones gelées percées de thermokarsts et taliks non gelés (fig. 10).

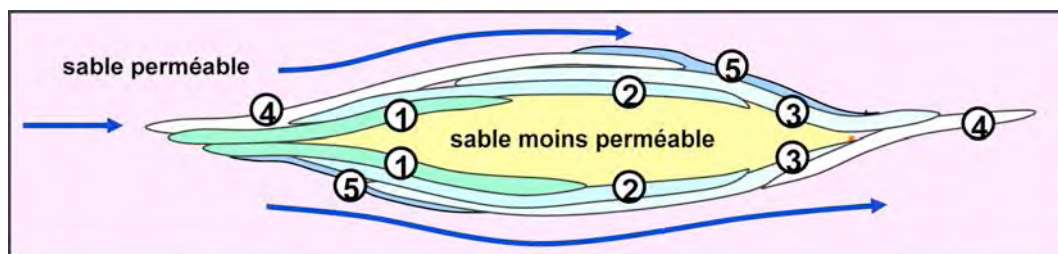


Figure 11 – Schéma montrant la conservation de zones sableuses, non silicifiées, au sein d'une dalle gréseuse. Les numéros indiquent les étapes successives de silicification. Échelle variable entre décimètre et 2-3 mètres (document Médard Thiry).

Les morphologies silicifiées en fuseaux et dalles peuvent être appelées positives, par opposition à des formes en creux ou négatives qui se forment à l'intérieur des corps gréseux. Ces morphologies en creux sont des zones qui ont été contournées par les eaux silicifiantes, car moins poreuses/perméable, et qui par la suite ont été évidées de leur sable (fig. 11). Ces formes en creux sont typiquement celles des abris gravés : zones non silicifiées au sein d'une dalle et que les archéologues qui travaillent sur les gravures rupestres des grès de Fontainebleau appellent généralement « géode ».

1.4. Altérations des blocs de grès

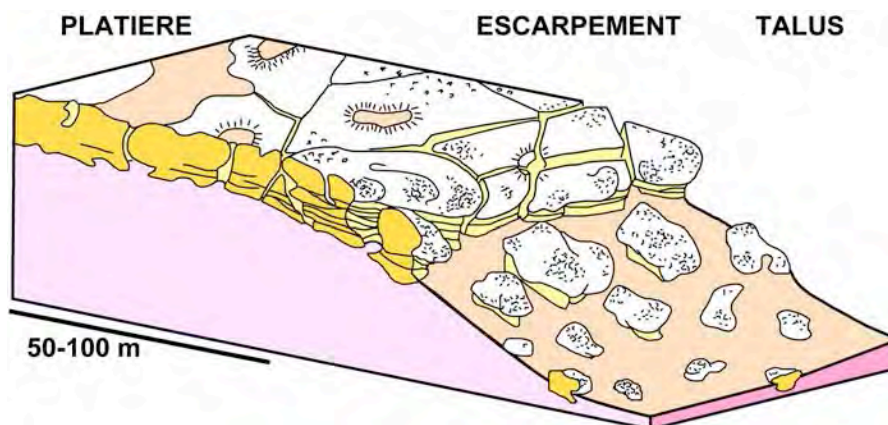


Figure 12 - Schéma de démantèlement des platières de grès (document Médard Thiry).

Quand l'érosion des sables amène les grès à l'affleurement, le soutirage du sable disloque les dalles en gros blocs quadrangulaires par des fractures verticales. Les blocs libérés se disloquent et glissent le long des pentes en formant des corridors entre les blocs, puis rapetissent et changent progressivement d'aspect en continuant leur reptation le long de la pente. Ainsi prennent naissance les *chaos* rocheux typiques des paysages du massif (fig. 12).

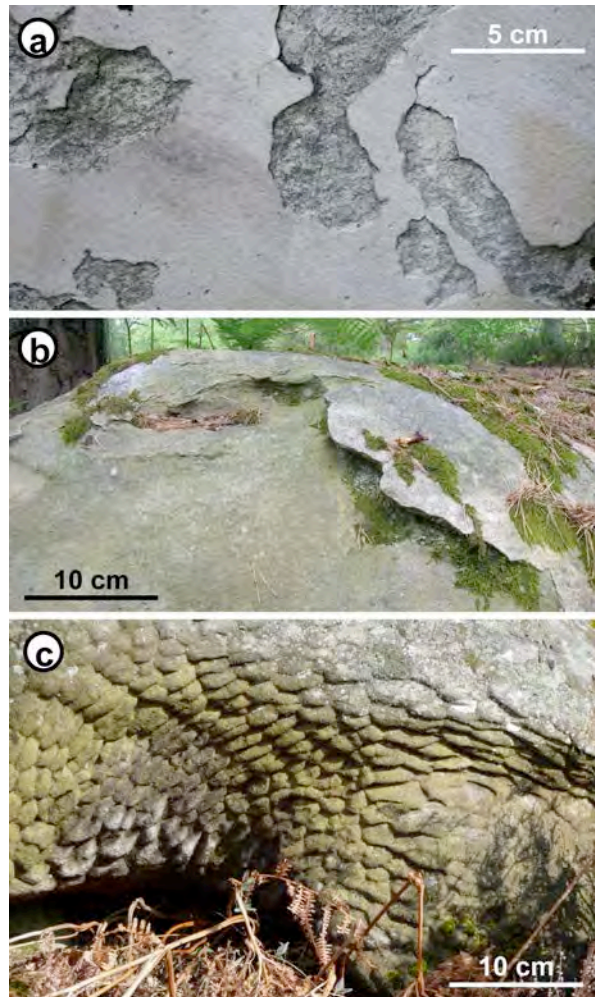


Figure 13 – Morphologies d’altération des blocs de grès : (a) croûte sursiliciifiée sur sommet d’un dôme de grès, (b) réseau polygonal (peau d’éléphant) sur flanc d’un bloc de grès, (c) pellicule de silice lustrée sur fracture, mise en relief par l’altération (photo Médard Thiry).

Sur les pentes, les blocs de grès s'arrondissent en dômes et progressivement acquièrent des aspects de surface particuliers (Thiry et al., 1984 ; Thiry, 2005). Ces aspects de surface témoignent de la vie du grès, de ses réactions vis-à-vis des agressions climatiques (fig. 13). Les grès s’altèrent. Le sommet des dômes développent une croûte siliceuse de 0,5 à 2 cm d’épaisseur qui, par érosion, apparaît en relief sur le pourtour du dôme, ce sont les carapaces de tortue ; à la base des dômes se forment des réseaux polygonaux de sillons, nommés « peau d’éléphant » ; ailleurs des vasques se creusent et s’entourent d’une lèvre plus dure, resiliciifiée ; les fractures se couvrent d’une pellicule de silice.

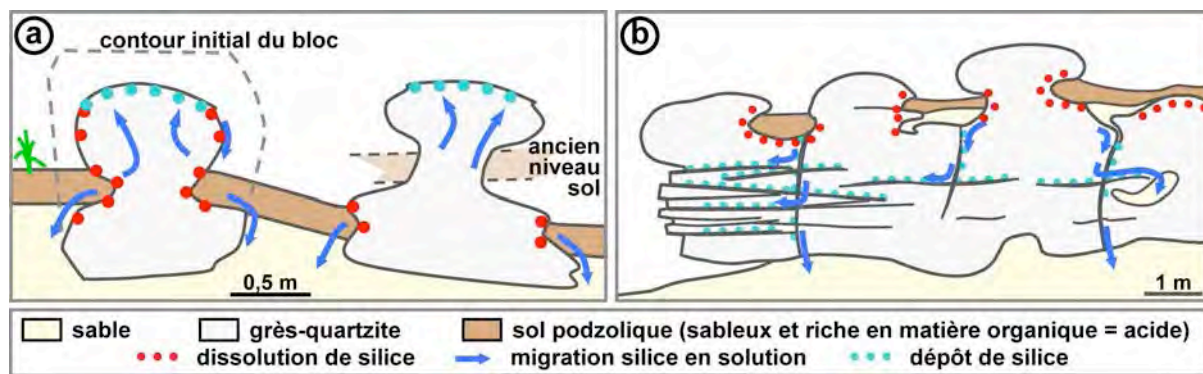


Figure 14 - Mobilité de la silice pendant l'altération des grès. (a) dômes, (b) dépôts sur fractures (document Médard Thiry).

C'est un « jeu de culbuto » de dissolution et de précipitation de la silice qui est à l'origine de ces formes d'altération (fig. 14). L'arrondissement en dôme des blocs résulte d'une dissolution lente de la silice des grès par les eaux qui ruissellent. La croûte siliceuse qui se forme à leur sommet résulte au contraire de la précipitation de silice à partir de l'eau des pores du grès qui se concentre par évaporation lorsque les blocs sont chauffés au soleil. Les réseaux polygonaux résultent de dissolutions de la silice des grès favorisées par les complexes organiques des sols. Les pellicules siliceuses lustrées résultent de la percolation d'eaux d'infiltration par les fractures de la platière. Ces eaux provenant des sols contiennent des complexes silico-organiques qui se déstabilisent en vieillissant et libèrent de la silice qui précipite et tapisse les fractures d'une pellicule siliceuse lustrée.

Les morphologies typiques des rochers de Fontainebleau résultent d'un jeu subtil du climat, de l'exposition, du vent ... elles se développent sous nos yeux, actuellement, de façon imperceptible mais réelle. Des grès érigés ou taillés il y a deux à trois siècles montrent déjà de telles altérations débutantes.

2. Disposition des blocs gravés à La Ségognole



Figure 15 – La Ségognole : situation et coupe du site (document Médard Thiry).

Les blocs gravés de la Ségognole font partie d'un chaos rocheux qui couvre les pentes d'une petite butte isolée en contrebas des grandes platières du Massif des Trois Pignons (fig. 15). La butte culmine vers 95 m alors que les platières majeures voisines se situent vers 110-120 m d'altitude. Le chaos correspond au démantèlement d'une dalle gréseuse inférieure, quelque 30 m sous la dalle sommitale et qu'on retrouve dans plusieurs buttes du secteur (buttes du Cul du Chien, la Vieille Garenne et le Mont Solut un peu plus au nord).

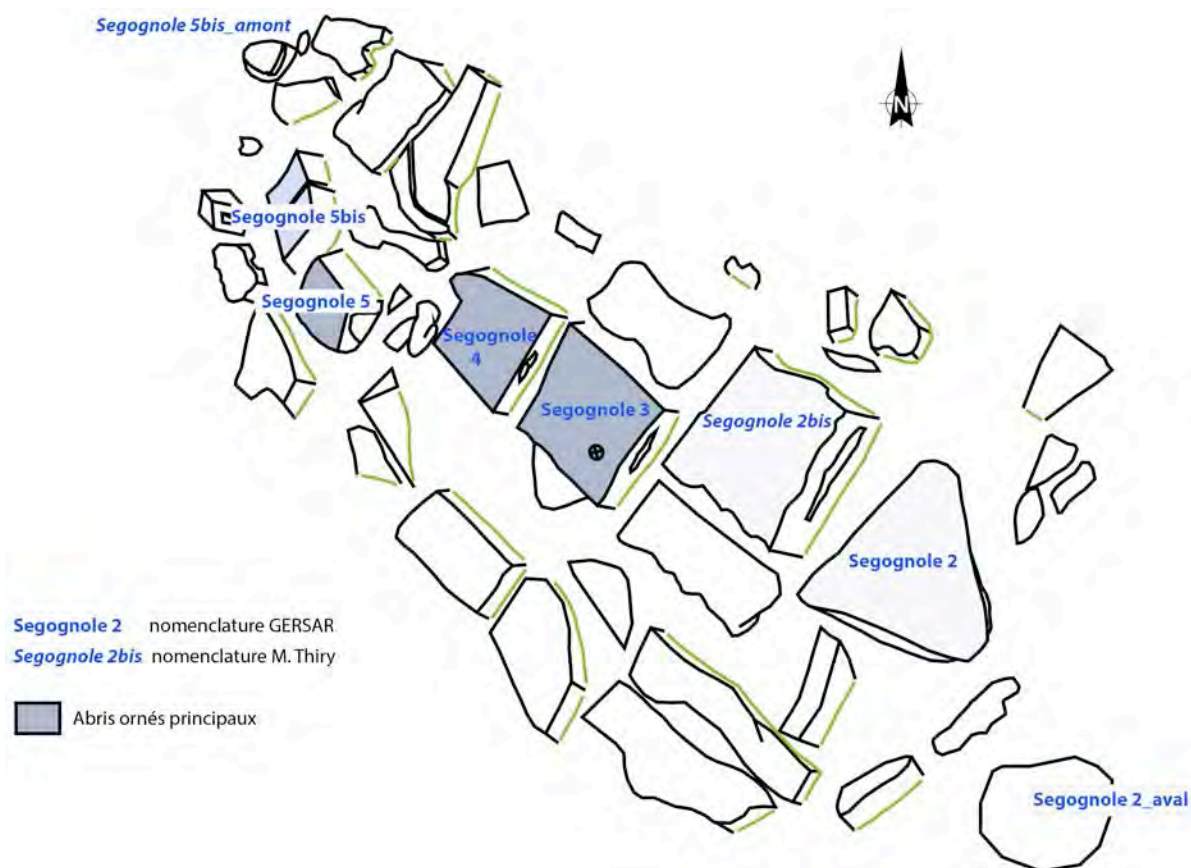


Figure 16 – La Ségognole : plan schématique de la disposition des blocs gréseux qui recoupent le conduit à l'origine des abris gravés. Nomenclature utilisée pour le repérage de ces blocs et de quelques autres aux alentours (document A. Lureau).

Les blocs gravés de La Ségognole sont quadrangulaires, relativement massifs, et leurs connexions primitives sont facilement identifiables. Ils sont traversés par un long conduit évidé et deux autres conduits annexes moins réguliers et plus petits (fig. 16). Les abris gravés ont été numérotés d'est en ouest lors de leur inventaire par le GERSAR (Bénard, 2007). Nous avons repris cette nomenclature en y intercalant les abris non gravés qui n'avaient pas été pris en compte par le GERSAR, mais auxquels nous faisons référence pour l'étude des états de surface des grès. Nous avons ainsi introduit un bloc Ségognole 2bis entre Ségognole 2 et Ségognole 3, et prolongé la structure par un bloc supplémentaire 5bis qui correspond à la prolongation de Ségognole 5 vers l'ouest. Dans notre autre chapitre récapitulatif nos observations pendant la campagne 2017 (voir M. Thiry, Troisième partie, chapitre 11, ce volume), il est souvent

fait mention de la face est ou ouest d'un bloc pour la localisation d'une observation ou d'un échantillon. Les conduits annexes ont été dénommés suivant leur position par rapport au conduit principal : ainsi Ségognole 4, conduit annexe supérieur nord-est, est situé au nord-est du conduit principal et à un niveau plus élevé.

ALIMEN H.

1936 – « Etude sur le Stampien du Bassin de Paris », *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 31, 309 p., 4 pl. h.t.

BÉNARD A.

2007 – *L'abri orné paléolithique de la Ségognole (Noisy-sur-Ecole, Seine-et-Marne). Mémoire de master Quaternaire et Préhistoire*, Muséum National d'Histoire Naturelle, 66 p.

THIRY M.

2005 – « Weathering morphologies of the Fontainebleau Sandstone and related silica mobility », *Ferrantia*, Luxembourg, 44, p. 47-52.

THIRY M., BERTRAND-AYRAULT M., GRISONI J.C., MÉNILLET F., SCHMITT J.M.

1988 – « Les grès de Fontainebleau : silicification de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire », *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV, p. 419-430.

THIRY M., LIRON M.N., DUBREUCQ P., POLTON J.-C.

2017 - *Curiosités géologiques du massif de Fontainebleau*. BRGM Editions, 115 p.

THIRY M., MARÉCHAL B.

2001 – « Development of tightly cemented sandstone lenses within uncemented sand: Example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin », *Jour. Sedim. Research*, 71/3, p. 473-483.

THIRY M., PANZIERA J.P., SCHMITT, J.M.

1984 – « Silicification et désilicification des grès et des sables de Fontainebleau. Evolutions morphologiques des grès dans les sables et à l'affleurement », *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 21(2), p. 23-32.

THIRY M., SCHMITT J.-M., INNOCENT C., COJAN, I.

2013 – « Sables et Grès de Fontainebleau : que reste-t-il des faciès sédimentaires initiaux ? », *14ème Congrès Français de Sédimentologie, Trois excursions géologiques en région parisienne, Livre d'excursions*, Paris 2013, Publ. ASF, n°74, p. 37-90.