Sables et Grès de Fontainebleau : que reste-t-il des faciès sédimentaires initiaux ?

Médard Thiry, Jean-Michel Schmitt, Christophe Innocent, Isabelle Cojan

▶ **To cite this version:**

Médard Thiry, Jean-Michel Schmitt, Christophe Innocent, Isabelle Cojan. Sables et Grès de Fontainebleau : que reste-t-il des faciès sédimentaires initiaux ?. 14ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris 2013, Association des Sédimentologistes Français, Nov 2013, Paris, France. p. 37-90. hal-00906717

HAL Id: hal-00906717

https://minesparis-psl.hal.science/hal-00906717

Submitted on 22 Apr 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Excursion géologique14ème Congrès Français de Sédimentologie
Paris - 8 novembre 2013

Sables et Grès de Fontainebleau : que reste-t-il des faciès sédimentaires initiaux ?

référence bibliographique :

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, Paris 2013, Trois excursions géologiques en région parisienne, Livre d'excursions, Publ. ASF, n°74, p. 37-90.

CENTRE DE GÉOSCIENCES
Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France

Sables et Grès de Fontainebleau : que reste-t-il des faciès sédimentaires initiaux ?

Médard THIRY[(1)], Jean-Michel SCHMITT[(2)], Christophe INNOCENT[(3)], Isabelle COJAN[(1)]

(1) Centre de Géosciences, Mines-ParisTech, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau
(2) AREVA Mines, DGS, 1 place Jean Millier, 92084 Paris La Défense Cedex
(3) BRGM / MMA-ISO, 3 avenue Claude Guillemin BP 6009 ; 45060 Orléans cedex 2
medard.thiry@mines-paristech.fr

Thème de l'excursion. - Les faciès typiques des Sables de Fontainebleau sont en fait secondaires, acquis tardivement, en liaison avec la mise à l'affleurement de la formation. Il n'y a guère que les figures sédimentaires qui peuvent être considérés comme primaires ! Tous les autres faciès considérés comme caractéristiques (grès, sables blancs, et même la composition minéralogique) sont dus à des altérations de subsurface, en liaison directe avec la géomorphologie et la mise à l'affleurement et les dernières périodes glaciaires.
Si l'exemple de Sables de Fontainebleau est presque « caricatural », ces phénomènes d'altération existent aussi dans d'autres formations : il faut en être averti pour les distinguer. C'est l'objectif de cette excursion, faire la part du primaire et du secondaire dans une formation affleurante.

Corot, 1831, Carrière de la Chaise-Marie, Fontainebleau, Musée des Beaux-Arts de Gand.

Corot aimait animer ses paysages d'une présence humaine, comme pour montrer la petitesse de l'homme face à la grandeur de la nature. Le tableau est dit figurer deux ramasseuses de fagots (Daix, 1998).

Mais la partie droite du tableau est apparemment inachevée et en regardant de plus près la scène est tout autre. La carrière se développe en excavation avec soutènement de bois sous les blocs, un homme est enseveli sous le bloc quadrangulaire et tend le bras, à droite une silhouette féminine (inachevée ?) déverse des déblais de sables blancs d'un baquet, les glaneuses ramassent du bois. Instantané d'accident de chantier à la carrière de la Chaise-Marie !

Les éléments minéraux sont particulièrement bien figurés : blocs de grès anguleux dans la carrière, dômes gréseux avec évasement basal, et sols podzoliques qui s'infiltrent le long de structures verticales.

PREMIÈRE PARTIE – CADRE GÉOLOGIQUE

Prologue

La proximité de Paris a favorisé l'exploration du massif et les observations naturalistes. Dès le XVIIIème siècle, avant que la Révolution Française n'impulse les études géologiques par le programme des Cartes Géognostiques départementales, 3 volets de la géologie des Sables de Fontainebleau avaient été mis en lumière, à savoir : la pureté des sables blancs, le caractère original des lentilles de grès noyés au sein du sable, et enfin la nature des Calcites de Fontainebleau avait été reconnue.

1) En 1751 un décret royal de Louis XV ordonne la construction d'une verrerie à Bagneaux-sur-Loing en raison de la qualité des sables, de la proximité de la forêt de Fontainebleau qui pouvait fournir le bois pour le combustible et les fougères pour la fabrication de cendres à pouvoir fusible, et du Canal du Loing qui permettait le transport des marchandises. C'est la pureté des sables blancs qui a donné naissance à une industrie qui est encore active sur le site, qui en 1966 a produit la totalité des biberons français (11 millions d'exemplaires), puis les écrans de télévision, … et qui jusqu'en 1980 employait plus de 4 500 ouvriers. Ce sont aussi les carrières du Massif de Fontainebleau qui ont fourni le sable pour une coulée "extra pure" spéciale pour les vitres de la Pyramide du Louvre.
2) Dès l'aurore de la géologie, deux notes posent la question de l'origine de la cimentation des grès et émettent des hypothèses qui réfèrent à des phénomènes de surface par comparaison à des exemples actuels. Ainsi, de Lassone a évoqué en 1774 des gels qui suintent des sables et durcissent en surface et Coupe a référé en 1804 aux dunes de Lybie pour émettre une hypothèse pédologique "*dans les sols la silice est dissoute par l'acte de la végétation … ne cesse d'y être délayée tous les hivers et de s'épaissir sous la dessiccation de l'été*" ! Cela alors qu'on n'envisageait nullement la transformation des roches après leur formation, sinon à faire appel à des phénomènes endogènes profonds et chauds. Cette hypothèse était révolutionnaire et sera oubliée pendant plus de 100 ans …
3) Les Calcites de Belle-Croix ont également eu les honneurs des toutes premières publications géologiques (Lassone, 1775, 1777). Toute collection de minéraux qui se respecte se doit d'en avoir un exemplaire. Le web permet de se rendre compte que tous les musées américains ont ce "*French super classic of acute rhombohedral crystals*". Les gisements bellifontains sont apparemment uniques, il existe très peu de gisements de calcite qui se développent dans des sables et aucun ne présente des cristaux de cette taille et avec des formes aussi parfaites. Et couronnement de la gloire, les calcites ont eu droit à un timbre poste en 1986 !

Ces trois aspects de la géologie de Fontainebleau restent d'actualité. La connaissance de ces faciès a été profondément renouvelée par des données nouvelles apparues depuis les années 1980. L'exemple des Sables et Grès de Fontainebleau permet de montrer : des phénomènes actifs d'altération qui se produisent "sous nos pieds" ... bien après la "géologie" ! … des altérations "douces" ou "insidieuses", imperceptibles, avec pourtant des résultats spectaculaires … il montre aussi comment des données nouvelles peuvent "culbuter" les idées reçues et qu'à partir de là les questions s'enchaînent et les concepts nouveaux dessinent progressivement un tout nouvel objet géologique.

C'est le thème de cette journée, montrer comment ces données nouvelles, concernant un ultra classique de la géologie française, ont remis en cause les schémas courants et mis en lumière des concepts qui devront être intégrés dans l'interprétation de nombreuses formations sédimentaires françaises et européennes.

Les données géologiques "classiques"

Les Sables de Fontainebleau marquent une grande transgression dont les dépôts marins s'organisent en deux séquences régressives qui correspondent à des ennoyages rapides de la plateforme, puis diminution de la profondeur de dépôt au fur et à mesure que l'espace disponible se comble. Ils montrent deux cycles d'une vingtaine de mètres de puissance (Thiry et Cojan, 1998 ; Delaye-Prat *et al.*, 2005) (Fig. 1).

- A la base, des sables fins avec des coquilles de bivalves, d'amples formes chenalisantes et des structures parallèles, sont interprétés comme des dépôts de "shoreface".
- Au-dessus, se succèdent des sables plus grossiers à grandes rides sigmoïdes unidirectionnelles qui correspondent à des dépôts subtidaux, surmontés par des structures bidirectionnelles typiques des zones intertidales (Fig. 2a & 2b), et la séquence se termine par des structures parallèles de dépôts d'arrière plage (fig. 2d). Les stratifications obliques bidirectionnelles sont recoupées par des érosions provoquées par le retrait des marées. Certains niveaux sont très riches en terriers de crustacés à paroi construite de boulettes de sable (ophiomorpha) (Fig. 2c).
- Le second cycle se termine par des dépôts éoliens à structures très inclinées et traces de racines (Fig. 2e). Ces dépôts éoliens correspondent à des dunes littorales de 10 à 20 m de hauteur qui formaient des cordons dunaires successifs au fur et à mesure que la mer se retirait vers le nord. Ces cordons dunaires sont à l'origine des reliefs parallèles, qui s'étirent sur plus de 100 km d'est en ouest sur la bordure méridionale du Bassin de Paris (Dollfus, 1911 ; Alimen, 1936) (Fig. 3).

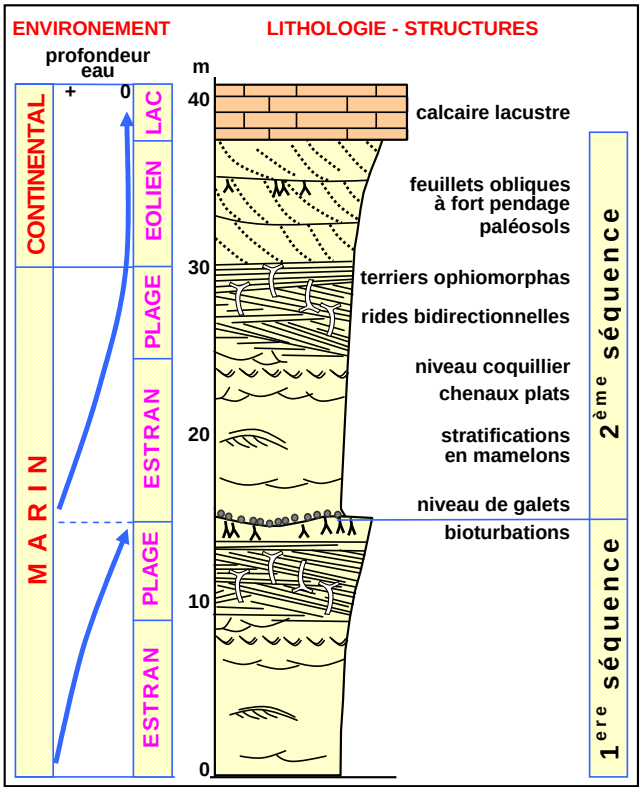


Figure 1 – Schéma sédimentologique des Sables de Fontainebleau. Les dépôts marins s'organisent en 2 séquences régressives.

Les sables de haut de plage et les sables éoliens montrent souvent des niveaux déformés (contournés) avec "plis" anticlinaux et synclinaux et nombreuses figures d'échappement d'eau (Fig. 2d). Ces déformations se sont formées par fluidification des sables gorgés d'eau sous l'effet d'un séisme (Cojan et Thiry, 1992 ; Plaziat *et al.*, 2010).

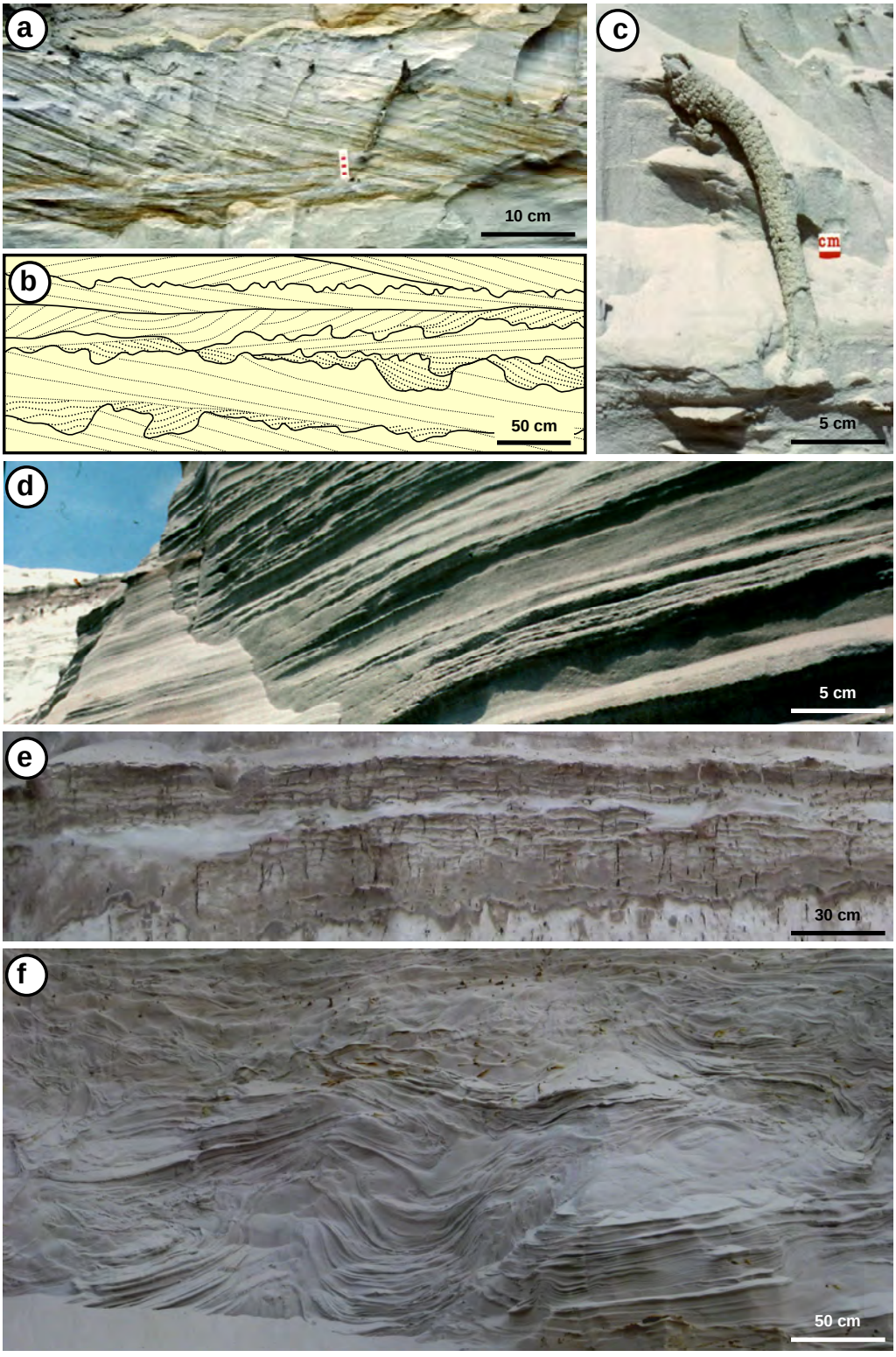


Figure 2 – Structures sédimentaires de la séquence supérieure des Sables de Fontainebleau. Carrière de Bonnevault (Larchant, 77). (a & b) rides bidirectionnelles avec érosions basales acérées, environnement intertidal. (c) terrier à paroi construite de boulettes de sable (ophiomorpha) et attribué à des crustacés (Callianas), environnement tidal et infratidal. (d) structures parallèles de dépôts d'arrière plage. (d) paléosols à traces de racines à la base des dépôts éoliens. (e) niveaux déformés (contournites) correspondant à une fluidification des sables gorgés d'eau sous l'effet d'un séisme.

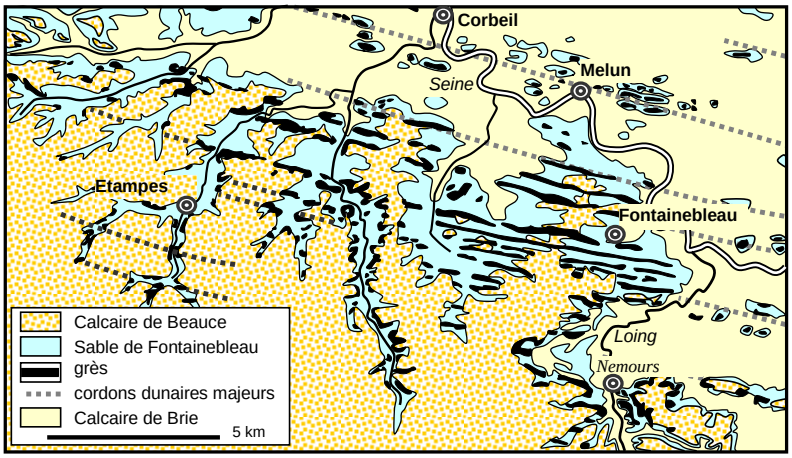


Figure 3 – Les reliefs parallèles armés par des dalles de grés correspondent à des cordons dunaires arqués qui se sont édifiés lors du retrait de la mer stampienne vers le Nord. Carte d'après Alimen (1936).

L'originalité des Grès de Fontainebleau est liée au fait que les lentilles de grès-quartzite très dur "flottent" au sein de sables non consolidés et que la silicification des sables affecte de façon préférentielle les cordons dunaires au toit de la formation (Fig. 3 et 4).

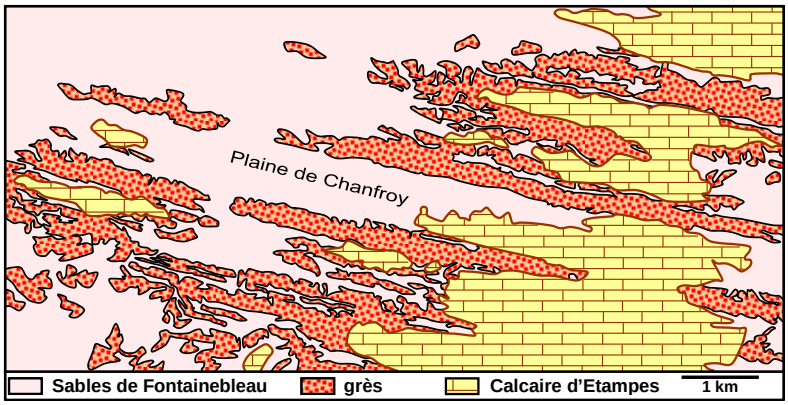


Figure 4 - Carte géologique détaillée de l'ouest du Massif de Fontainebleau montrant les alignements dunaires armés par des dalles de grès et mises en relief par l'érosion. Les alignements majeurs ont un espacement d'environ 1 km.

La coïncidence fréquente entre grésification et alignements dunaires avait conduit Alimen (1936) à interpréter la formation des grès comme concomitante de la formation des dunes et du dépôt des Calcaires d'Etampes. La silice aurait été concentrée par évaporation dans la frange capillaire au dessus de la nappe phréatique contenue dans les dunes (Fig. 5). La cimentation des sables se serait faite après l'édification des cordons dunaires et avant ennoyage des édifices dunaires par le calcaire d'Etampes.

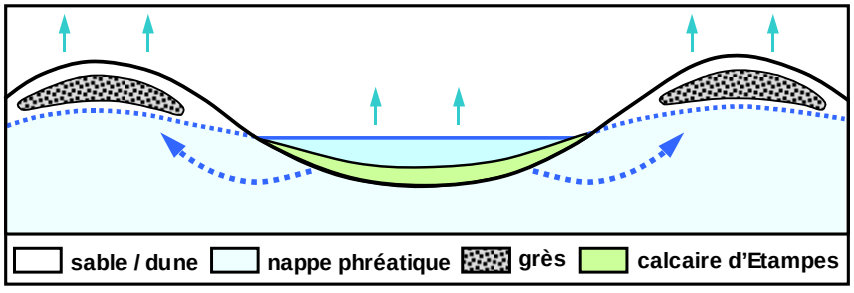


Figure 5 – Schéma de développement des dalles de grès au sommet des cordons dunaires des sables de Fontainebleau, d'après Alimen (1936). Dans ce modèle la formation des grès est antérieure au recouvrement des dunes par le Calcaire d'Etampes.

Une hypothèse alternative a été proposée plus récemment, mettant en relation les alignements dunaires, la direction des fractures et la cimentation des sables (Obert, 1974 ; Obert & Pomerol, 1985). Selon cette hypothèse, des contraintes tectoniques détermineraient la formation précoce (avant le dépôt de la couverture calcaire) de fentes en extension concordantes avec la direction des alignements actuels. Ces fentes favoriseraient les circulations aqueuses et la migration de silice, et c'est le long de celles-ci que se développeraient les silicifications (Obert & Pomerol, 1985). La persistance des contraintes après la grésification maintiendrait ou développerait le réseau de diaclases dans les grès, favorisant ainsi le démantèlement des tables gréseuses. La cimentation des sables serait à l'origine des alignements qui auraient été dégagés par l'érosion ultérieure. De ce fait les alignements ne seraient pas dunaires (Obert, 1974).

A la réflexion, le modèle "dunaire" d'Alimen (1936) posait plusieurs problèmes :

(1) comment expliquer la formation des dalles silicifiées épaisses, puisque dès l'initiation de la silicification la porosité et le potentiel évaporatoire seront réduits, et à terme complètement annulés ;

(2) le modèle comporte aussi une contradiction géochimique, l'évaporation des eaux carbonatées des lacs inter-dunaires conduirait à la précipitation de silice ;

(3) les carrières montrent des dalles superposées et des dalles cimentant les sables marins, il faudrait alors imaginer plusieurs épisodes d'émersion dont on n'a pas trace (Fig. 6).

Le modèle "tectonique" (Obert, 1974 ; Obert & Pomerol, 1985) pose presque plus de questions qu'il n'en résout. Il est en accord avec la superposition de plusieurs niveaux gréseux, mais d'autres difficultés y sont liées :

(1) difficulté "mécanique" d'ouvrir des fractures dans des sables non consolidés, voire même non compactés ;

(2) les fractures qui conduisent les eaux nourricières ne sont pas cimentées et aucune apophyse silicifiée n'a jamais été observée à la base des grès ;

(3) en revanche, la silice précipite quand les eaux "s'épanchent" dans des niveaux particuliers des sables … et par quel mécanisme géochimique ?

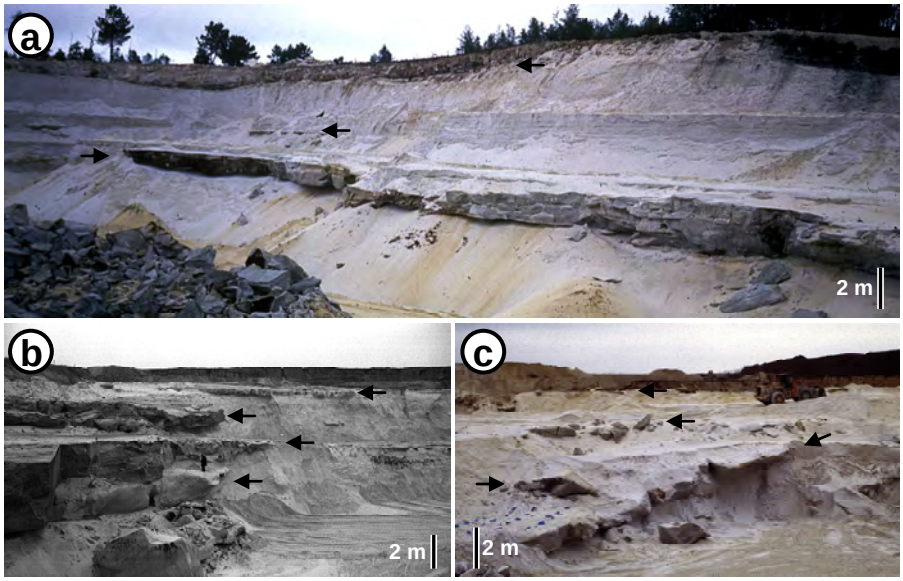


Figure 6 – Superposition de dalles de grès au sein des Sables de Fontainebleau. (a) carrière de Bourron-Marlotte (77), vue vers le sud-ouest en 1980 ; on distingue 3 dalles superposées, la dalle inférieure cimente des sables des facies intratidaux. (b) carrière de Blomont les Roches (Larchant, 77), front de taille ouest, en 1984 ; on y distingue jusqu'à 4 niveaux de grès qui deviennent coalescents et finissent par se "souder" vers la gauche de la photographie ; noter la taille de la personne debout sur la dalle. (c) carrière l'Huilerie (La Chapelle-la-Reine, 77), front de taille ouest, vers 1995 ; 4 dalles superposées, dont l'une est inclinée (cas exceptionnel). Noter que ces dalles de grès en carrière ne présentent aucune fracturation régulière.

Les nouvelles données concernant la formation des grès

L'analyse critique de ces modèles de silicification a montré qu'ils étaient vraisemblablement trop simplificateurs. On imaginait qu'une réponse pouvait éventuellement être trouvée dans la paléogéographie stampienne. Cette réflexion motiva de faire un dépouillement systématique des sondages disponibles.

Distribution spatiale des grès

Les faits

Le dépouillement de 372 sondages qui ont traversés les Sables de Fontainebleau à partir du Plateau de Beauce a fait apparaître la rareté des niveaux durs dans ces sondages (Thiry *et al.*, 1988). Seuls 69 de ces sondages (soit 18% du total) indiquent la présence de niveaux durs. Pour ces 69 sondages, 8 ont rencontré des grès siliceux (sans réaction au test HCl), 19 des grès calcaires (contrôlés par HCl), et 42 des grès *s.l.* (sans précision de la nature). Ainsi, les donnés de sondage reporté sur carte (Fig. 7) indiquent une dualité pertinente : opposition entre l'abondance des grès à l'affleurement et la rareté des niveaux durs dans les sondages sous la couverture calcaire des plateaux. Les quelques rares sondages qui indiquent la présence de grès siliceux sont tous situés en bordure des plateaux (à moins de 1 km de l'affleurement des sables). Les niveaux indurés calcaires sont surtout présents dans le secteur SE de Fontainebleau à Pithiviers. Les grès-quartzite qui affleurent sur le rebord des plateaux et les vallées ne s'étendent pas sous les plateaux calcaires : **les grès sont limités aux zones d'affleurement des sables et ceci exclu que les grès se sont formés avant le dépôt des calcaires de la couverture.**

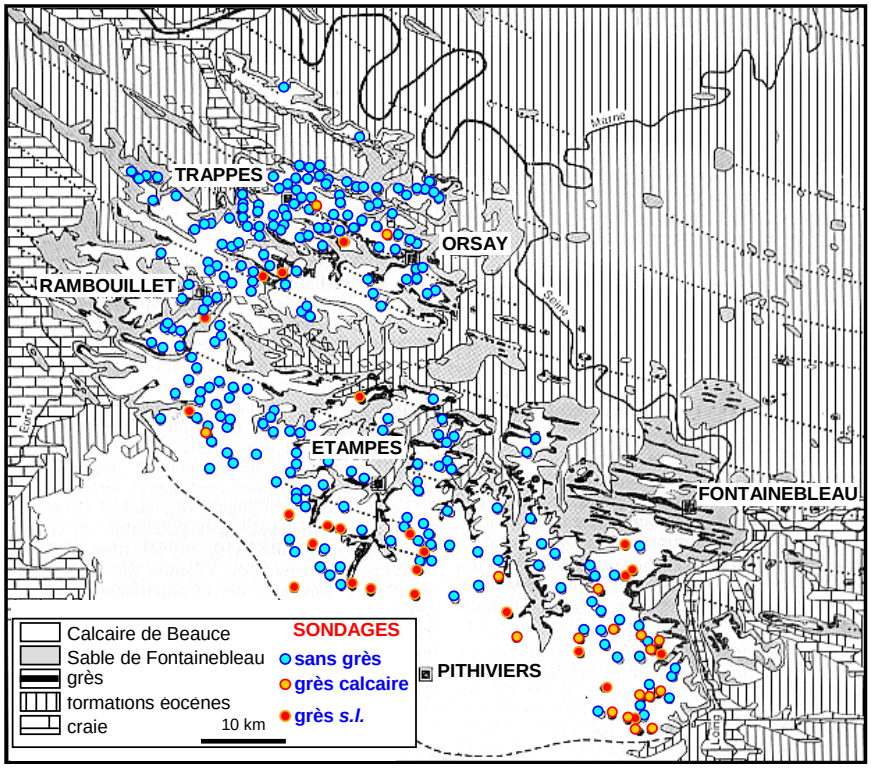


Figure 7 – Carte géologique montrant l'affleurement des Grès de Fontainebleau suivant les grands alignements en bordure des plateaux et les flancs de vallées (d'après Alimen, 1936). En revanche, les sondages indiquent l'absence de grès sous la couverture calcaire des plateaux, en retrait des zones d'affleurement du sable.

Des lignes de sondage effectuées lors de travaux d'urbanisation confirment cette disposition. Il en est ainsi du Plateau de Trappes, ourlé sur son pourtour par des grès

particulièrement abondants dans les vallées de l'Yvette, du Rhodon et de la Mérantaise (Fig. 8). Les sondages ayant pénétré le sable confirment l'absence de grès à l'intérieur du plateau et montrent en particulier que les ondulations positives du toit des sables (cordons dunaires) ne sont sous-tendues par aucune grésification. De plus les relevés détaillés des affleurements montrent clairement la superposition de plusieurs niveaux de grès et que ceux-ci sont tous situés au-dessus du niveau de la nappe phréatique (Thiry & Bertrand-Ayrault, 1988).

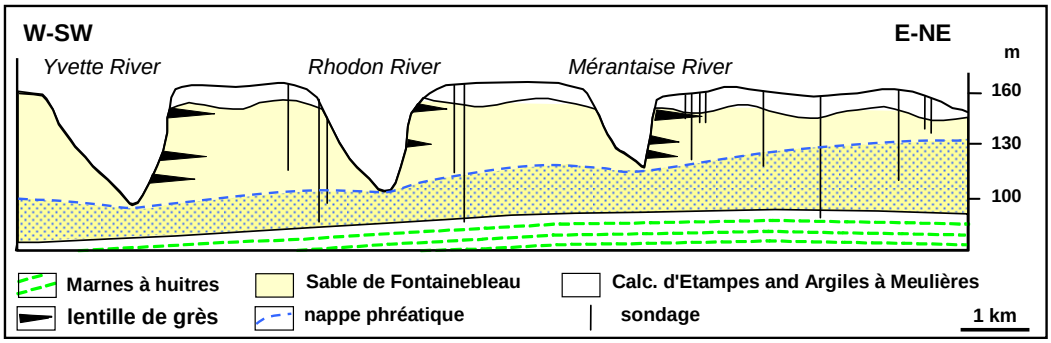


Figure 8 – Coupe géologique au travers du plateau de Trappes construite à partir des relevés des grès à l'affleurement et des données de sondage. On voit sur cette coupe l'extension limitée des grès sous le plateau calcaire et leur position très profonde par rapport aux paléomorphologies dunaires du toit des sables. Remarquer que les dalles de grès se situent à l'aval écoulement de la nappe phréatique.

Cette distribution insolite des grès en bordure des reliefs s'observe aussi à l'échelle des exploitations de sable. Depuis 30-40 ans, la protection des sites et la recherche de sables colorés ont conduit les exploitations à s'enfoncer vers les plateaux. De ce fait on observe une diminution systématique des corps gréseux et même leur disparition lors de l'avancée des travaux (Fig. 9). La disparition des dalles de grès est systématique et se fait à une échelle de 250 à 500 m en arrière des versants de vallée.

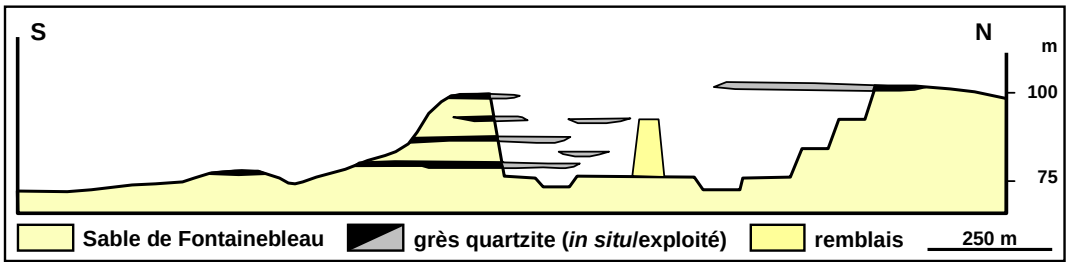


Figure 9 – Synthèse des relevés des grès à l'affleurement et ceux rencontrés lors de l'exploitation de la sablière de Bourron-Marlotte (sud du massif de Fontainebleau). Noter qu'il existe jusqu'à 4 niveaux de grès et que leur extension n'excède guère 500 m. Comparer avec photo Fig. 6a.

Les conséquences

Si les grès s'étaient formés dans les paysages dunaires du Stampien, avant le dépôt de la couverture calcaire, leur distribution devrait être indépendante des paysages actuels et plus ou moins homogène sous les plateaux calcaires. La distribution spatiale singulière des grès appelle deux remarques :

(1) la liaison étroite entre la localisation des grès et la géomorphologie actuelle suggère une grésification à une époque relativement récente, postérieure à l'incision des vallées et du plateau de Beauce (Plio-Quaternaire), au voisinage des zones d'affleurement ;

(2) la disposition des grès en dalles subhorizontales conduit à envisager un contrôle de leur genèse par des nappes phréatiques, chaque niveau correspondrait à un ancien niveau de nappe.

Modèle de silicification de nappe

Pour satisfaire aux contraintes géométriques énoncées on peut proposer un modèle de silicification dans la zone d'écoulement des nappes au voisinage de l'affleurement. (Fig. 10) :

(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 ;
(3) l'aspect discontinu de la silicification, avec superposition de dalles séparées, est du au rythme d'enfoncement des vallées, les saccades de l'érosion étant commandées par la rupture de "barrages" à l'aval ou par des pulsions climatiques ;
(4) les dalles supérieures sont les plus anciennes, les inférieures les plus jeunes.

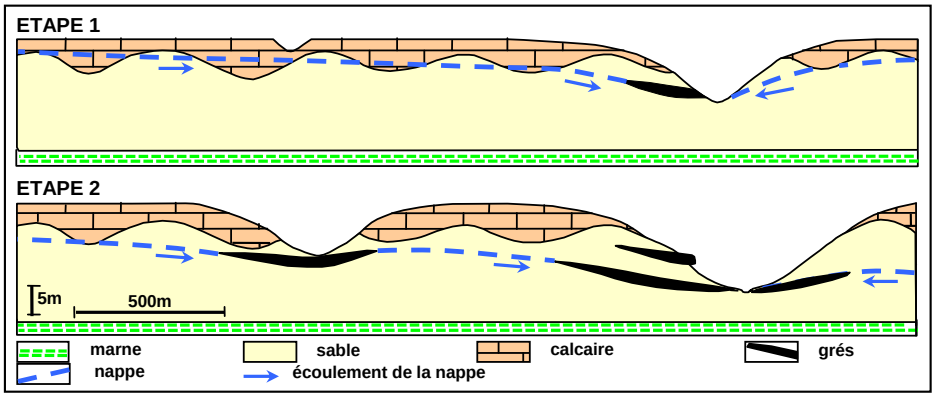


Figure 10 – Schéma de formation des lentilles de grès dans les zones d'écoulement de la nappe phréatique lors de l'incision des vallées. L'épaisseur et l'inclinaison des dalles sont exagérées.

Reste posé la question de la silicification préférentielle des alignements dunaires. Le bon classement granulométrique et la pauvreté en argile des sables dunaires leur confèrent une perméabilité élevée qui peut favoriser les écoulements de la nappe. De plus, lors du creusement des vallées, la nappe se décharge par ces cordons perméables qui sont les premiers touchés par l'érosion de la couverture. Cette disposition favorisera la silicification préférentielle des dunes (Thiry et Bertrand-Ayrault, 1988). En effet, la silicification des cordons dunaires est bien exprimée entre Fontainebleau et Etampes, où les vallées sont perpendiculaires aux alignements, ailleurs la silicification des cordons dunaires est beaucoup moins marquée (voir Fig.7, carte Alimen, 1936).

Mais les silicifications ne se développent que si l'apport en silice est entretenu (Thiry *et al.*, 1988 ; Thiry et Bertrand-Ayrault, 1988). En effet, il faut environ 0,6 Kg de silice pour cimenter un dm^3 de sable avec une porosité initiale de 25%. En faisant l'hypothèse que l'eau de la nappe est à une teneur ordinaire de 15 ppm de SiO_2 et que 10 ppm sont donc disponible pour nourrir le quartz, il faut 60 m^3 d'eau pour cimenter un dm^3 de grès et donc 120 000 000 m^3 d'eau pour former une dalle de 100x30x2 m. Si l'on considère que cette eau correspond à une source moyenne d'un début de 6 m^3 /heure, la cimentation peut potentiellement se faire en 2 000 ans.

La cimentation des sables a été simulée avec un modèle couplé écoulement-transport (Thiry & Maréchal, 2001). Le modèle a été contraint par la perméabilité, le gradient hydraulique et la teneur en silice de la nappe et une cinétique de précipitation du quartz a été appliquée. Deux modèles d'écoulement ont été construits : un modèle linéaire avec uniquement des écoulements parallèles vers les vallées et un modèle radial avec convergence des écoulements. Le modèle souligne l'importance des débits. Avec le modèle linéaire il n'y a pas de cimentation substantielle du sable après 1 Ma. En revanche, avec le modèle radial une lentille de grès de 3 m d'épaisseur est formée en 100.000 à 500.000 ans. Le contrôle par le débit des écoulements explique que les lentilles gréseuses les plus épaisses et les plus nombreuses se situent dans les thalwegs formés par des incisions secondaires (Thiry *et al.*, 1988), là où les écoulements de la nappe convergent.

Développement des corps silicifiés

La caractéristique la plus remarquable des Grès de Fontainebleau est le contraste qu'ils présentent entre les grès-quartzite très durs, cimentés de façon compacte et le sable meuble et perméable qui les contient. Cette limite est toujours très franche et la transition entre sable et grès-quartzite se fait par l'intermédiaire d'un cortex friable de moins de 1 cm d'épaisseur. Cette disposition soulève la question du mécanisme de la formation et de la croissance des corps silicifiés. Si la silice du ciment est fournie par des solutions, les lentilles silicifiées n'ont pas pu se former en une étape. En effet, dés que le sable est partiellement silicifié, la porosité diminue et l'écoulement des solutions va se faire par un chemin différent et ainsi il ne pourra jamais se réaliser une cimentation complètement fermée. Une croissance centrifuge des corps silicifiés, comme un concrétionnement, pourrait expliquer le contraste entre grès et sable. Des réponses sont apportées par l'étude détaillée des morphologies silicifiées et par la pétrographie des grès.

Morphologies des corps silicifiés

Exception faite des lentilles supérieures qui montrent des structures verticales liées à des dissolutions de silice postérieures à leur formation (Thiry *et al.*, 1984 ; Thiry, 2007), la plupart des corps silicifiés sont d'allongement horizontal. Il existe une grande variété de formes et de tailles. Les morphologies des grès-quartzites sont toujours arrondies, fréquemment de taille métrique, souvent en fuseaux ou "en aile d'avion", avec un bord arrondi et l'autre s'affinant progressivement (Fig. 11 a & 11b). Des morphologies plus compliquées existent aussi et résultent de toute évidence de la coalescence de corps voisins. Ces formes sont toujours "hydrodynamiques", évoquant les écoulements de l'eau de la nappe (Fig. 11c) avec un allongement en direction de la vallée proche. Ces morphologies, bien que plus grandes, sont similaires aux concrétions calcaires allongées et interprétées comme ayant précipitées dans la zone saturée parallèlement à des paléoécoulements de nappes dans des séries clastiques (Colton, 1967 ; McBride *et al.*, 1994 ; McBride & Parea, 2001). Elles évoquent clairement des écoulements paléohydrologiques.

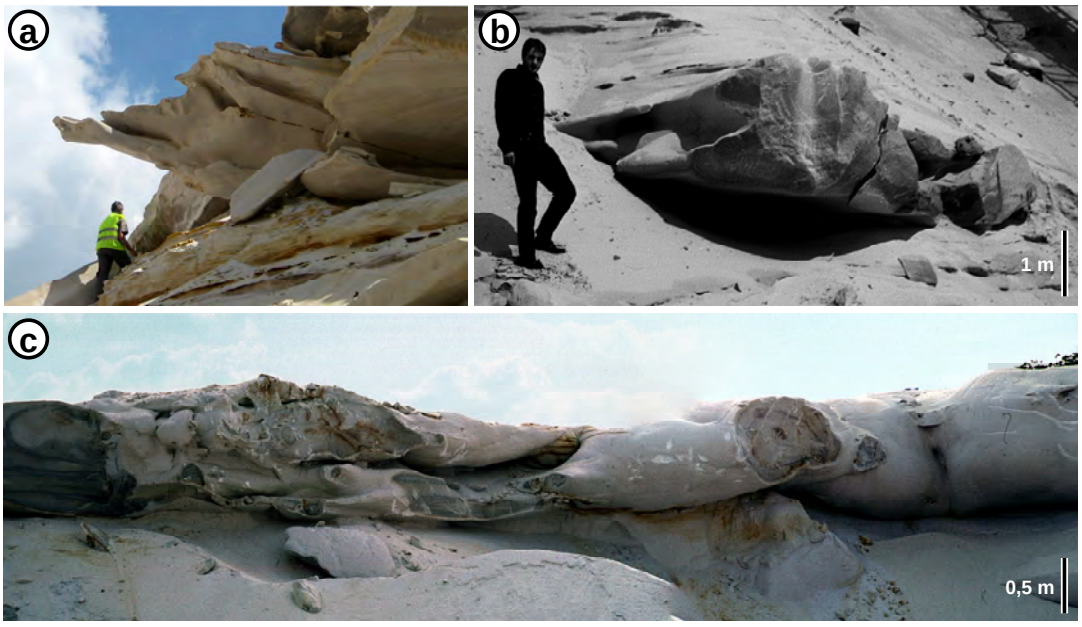


Figure 11 – Morphologies allongées et contournées des lentilles silicifiées dans le Sable de Fontainebleau. (a) lentilles très plates se terminant en fuseau dirigés vers l'actuelle vallée sèche, carrière de Butteaux (Chapelle-la-Reine, 77). (b) lentille silicifiée à formes hydrodynamiques en "aile d'avion", les formes s'allongent vers l'avant de la figure et pointent vers le vallon actuel, carrière de Bonnevault (Larchant, 77). (3) lentilles emboitées à formes hydrodynamiques qui pointent vers l'avant de la figure en direction de la vallée sèche voisine, carrière de l'Huilerie (Chapelle-la-Reine, 77).

Les surfaces des corps silicifiés ont souvent un aspect botryoïde ou en "pelures d'oignon" (Fig. 12a). Ce sont des feuillets plus ou moins silicifiés qui se recouvrent les uns les autres et forment des couches concentriques qui suggèrent une croissance centrifuge des corps silicifiés par adjonction de couches successives d'épaisseur centimétrique. Généralement les grès ne montrent pas de structure interne, mais quelquefois des franges plus silicifiées, quasiment lustrées, sont visibles dans les lentilles de grès (Fig12b & 12c). Ces structures confirment que les lentilles de grès quartzite se développent par addition de couches silicifiées successives. La silicification progresse autour d'un cœur par cimentation de couches qui se recouvrent de manière discordante. L'arrangement spatial de ces structures botryoïdes indique l'écoulement des solutions nourricières.

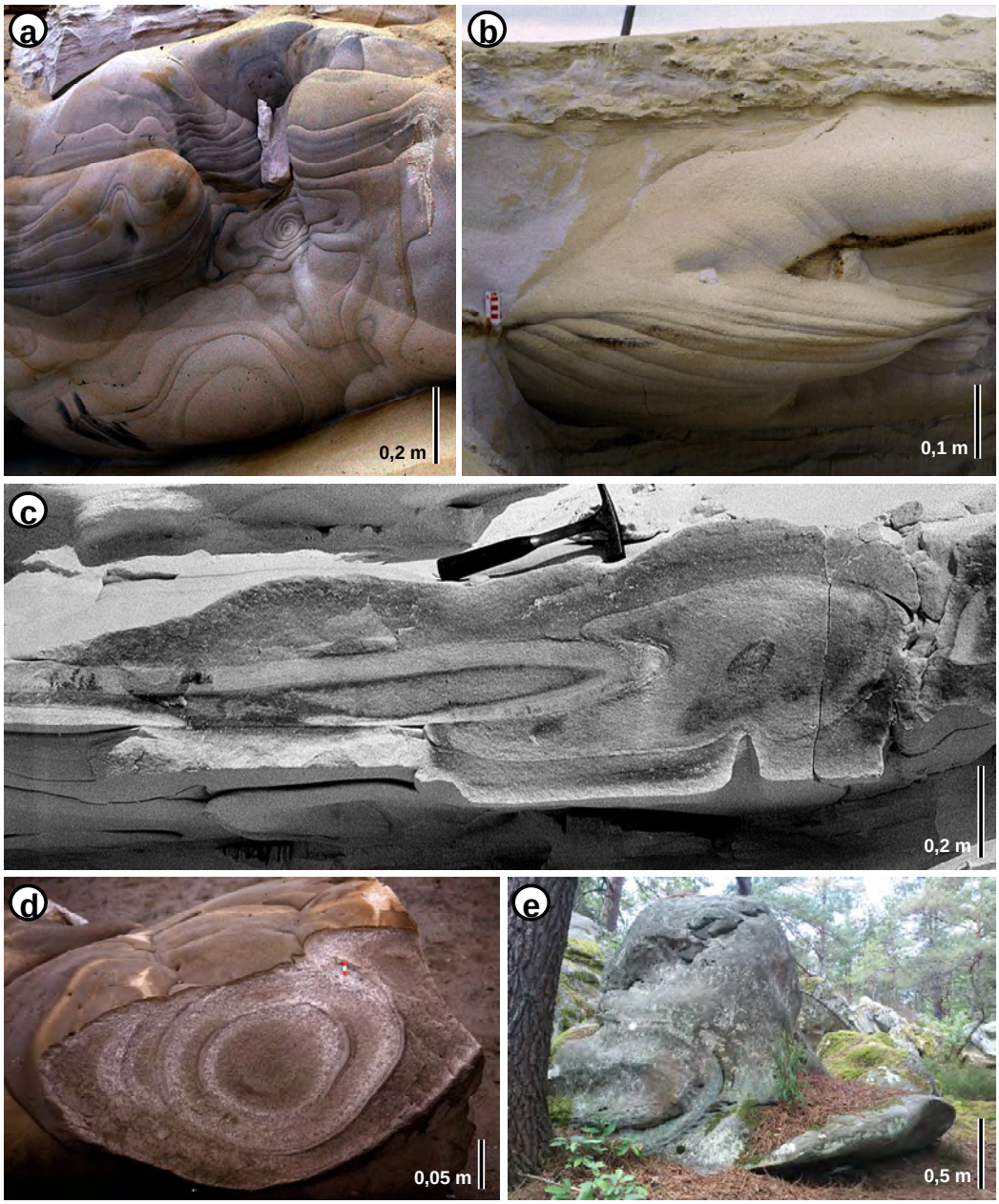


Figure 12 – Structures internes des corps silicifiés. (a & b) aspect botryoïde ou en "pelures d'oignon" d'une lentille silicifiée qui montre une croissance centrifuge de la silicification, carrière Bonnevault, Larchant (77) (c) silicification montrant des zones concentriques qui indiquent des étapes successives de silicification, carrière des Gondonnières (Larchant, 77). (d) idem, carrière de Villejust (91). (e) grès a l'affleurement montrant une structure concentrique similaire aux précédentes. Sommet Dame Jouanne, Larchant (77).

Pétrographie des grès

Les Grès de Fontainebleau sont formé de grains de quartz avec de larges auréoles de nourrissage et une porosité résiduelle faible (<5%). Les grains détritiques sont très propres et généralement ne montrent pas d'impureté soulignant les auréoles de nourrissage (Fig. 13a). Les auréoles de nourrissage sont subautomorphes ou soudées avec des contacts polygonaux. Par endroit, surtout à la partie supérieure des dalles sous la couverture calcaire, les auréoles montrent de fins films qui ne se distinguent que par une faible variation de réfringence sous lumière polarisée (Fig. 13b). Ces films sont isopaques, d'épaisseur constante, et se forment soit directement sur les grains détritiques, soit sur et à l'intérieur des auréoles subautomorphes. Ces films isopaques ne correspondent pas à des auréoles de croissance de quartz qui auraient développé des formes automorphes ; elles correspondent vraisemblablement à des dépôts de silice faiblement ordonnée. Leur réfringence plus faible indiquerait qu'il y subsiste encore de l'opale.

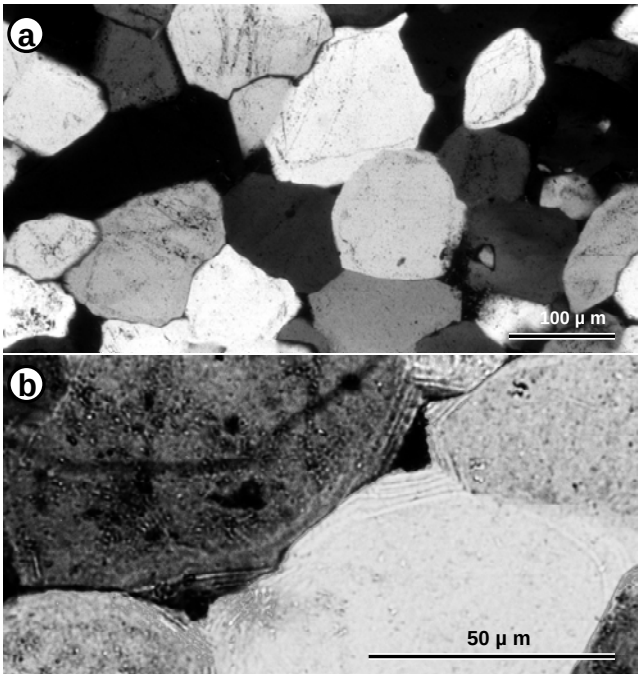


Figure 13 – Pétrographie des grès. (a) les grès montrent une pétrofabrique d'auréoles de nourrissage avec des contacts polygonaux. Dans le cas général les grès ne montrent pas d'impuretés soulignant les grains détritiques, l'exemple présenté est atypique et a été choisi pour mettre en évidence la taille des auréoles. (b) des films isopaques apparaissent souvent entre les auréoles de nourrissage, ils correspondent à des formes micro- à cryptocristallines de silice. Lumière analysée nicols croisés.

Cathodoluminescence

La cathodoluminescence montre que le quartz secondaire varie entre 30 et 35% et que la porosité résiduelle est souvent réduite à 2% (Maréchal *et al.*, 1996 ; Cooper *et al.*, 2000 ; Haddad *et al.*, 2006). Deux variétés pétrographiques peuvent être distinguées dans le ciment siliceux (Fig. 14).

(1) Des auréoles de croissance subautomorphes avec des zones successivement luminescentes (claires) et non-luminescentes (sombres) (Fig. 14a). Les contacts entre les zones sont rectilignes et convergent vers des points de jonctions triples donnant des formes polygonales aux auréoles. Ce sont des auréoles de croissance syntaxiale avec les grains détritiques.

(2) Des auréoles concentriques et d'épaisseur régulière, alternativement luminescentes et non luminescentes, qui entourent les grains détritiques (Fig. 14b). Ces auréoles ne sont pas des croissances cristallines (qui génèrent toujours des formes cristallines) mais correspondent selon toute vraisemblance à des dépôts de silice qui postérieurement ont recristallisé en quartz.

Ces différentes variétés de ciment siliceux peuvent coexister dans une même lentille de grès. Dans certains cas, elles se succèdent d'une manière séquentielle. La succession de ces variétés

pétrographiques indique des conditions physico-chimiques variables pendant la cimentation des grès, en particulier de l'état de sursaturation des solutions vis-à-vis du quartz.

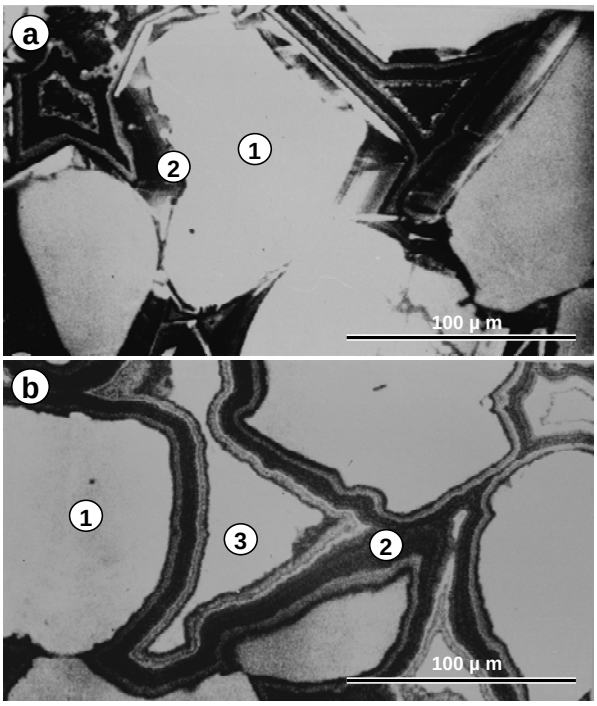


Figure 14 – Cathodoluminescence MEB (Microscope Electronique à Balayage) du ciment des grès de Fontainebleau. (a) auréoles de nourrissage subautomorphes avec des zones successivement luminescentes (claires) et non-luminescentes (sombres). (b) auréoles concentriques isopaques formées initialement de dépôts de silice mal cristallisés ou amorphes. (1) grain détritique, (2) auréoles isopaques qui ont recristallisé en quartz, (3) quartz dans porosité résiduelle.

Composition chimie des auréoles de nourrissage.

Bruhn *et al.* (1996) et Pagel *et al.* (1996) ont déterminé la composition chimique des auréoles de croissance des Grès de Fontainebleau par SIMS (Secondary Ion Mass Spectroscopy) et montré qu'elle différait de la composition des auréoles développées pendant la diagénèse d'enfouissement. La teneur en Al de ces auréoles de croissance est bien inférieure à celle des auréoles des diagénèses d'enfouissement et les teneurs en Fe sont en revanche plus fortes. Les auréoles de croissance luminescentes (claires) ont des teneurs en Fe relativement plus fortes que les auréoles non luminescentes (sombres). Bruhn *et al.* (1996) suggèrent que les auréoles luminescentes à fortes teneurs en Fe correspondraient à des précipitations dans des solutions porales oxydées, à faible pH et à relative fortes teneurs en Fe^{3+}, alors que les auréoles non luminescentes à faibles teneurs en Fe correspondraient à des solutions plus réduites et donc à plus faibles teneurs en Fe^{3+}.

Cristallographie des auréoles de nourrissage

L'étude détaillée des différentes auréoles de croissance des Grès de Fontainebleau par EDSS (Electron BackScatter Diffraction) (Haddad *et al.*, 2006) permet de préciser les concentriques d'épaisseur régulière qui entourent les grains détritiques sont microcristallines, avec des orientations variables par rapport aux grains détritiques. Ceci indique que ces auréoles concentriques ne sont pas en continuité cristallographique avec le substrat (non-syntaxiales) mais présentent néanmoins des dispositions en zone qui indiquent que l'étape finale de croissance n'était pas aléatoire.

Croissance séquentielle

Les différentes variétés de ciments (croissance syntaxiale de quartz et auréoles concentriques "microcristallines") peuvent coexister dans une même lentille de grès. Dans certains cas, elles se succèdent de manière séquentielle. Les auréoles subautomorphes sont recouvertes par des dépôts de silice isopaches, qui peuvent à nouveau être recouvertes par des auréoles de croissance automorphes (Fig. 15). Par endroit, des figures de dissolution sont visibles entre les

dépôts successifs de silice. Ces séquences microscopiques correspondent aux franges "lustrées" et aux enveloppes centimétriques successives observées dans les lentilles de grès à l'échelle macroscopique (Fig. 12). Elles montrent l'alternance de périodes de cimentation par des nourrissages de quartz, de périodes de dépôts de silice "amorphe" ou à faible organisation cristalline et, occasionnellement, de périodes de dissolution.

Ces variations pétrographiques des ciments correspondent à des variations des propriétés physico-chimiques des eaux nourricières pendant la cimentation des grès :

(1) dépôt de silice amorphe ou faiblement cristallisée par des eaux minéralisées, chargées en silice et autres cations et/ou par des eaux fortement sursaturées par suite de changements relativement rapides des conditions physiques du milieu ;

(2) la croissance cristalline du quartz par des eaux faiblement sursaturées et peu minéralisées avec d'autres cations, proche de l'équilibre avec le quartz ;

(3) la dissolution de la silice précédemment déposée par des eaux diluées (d'infiltration ?).

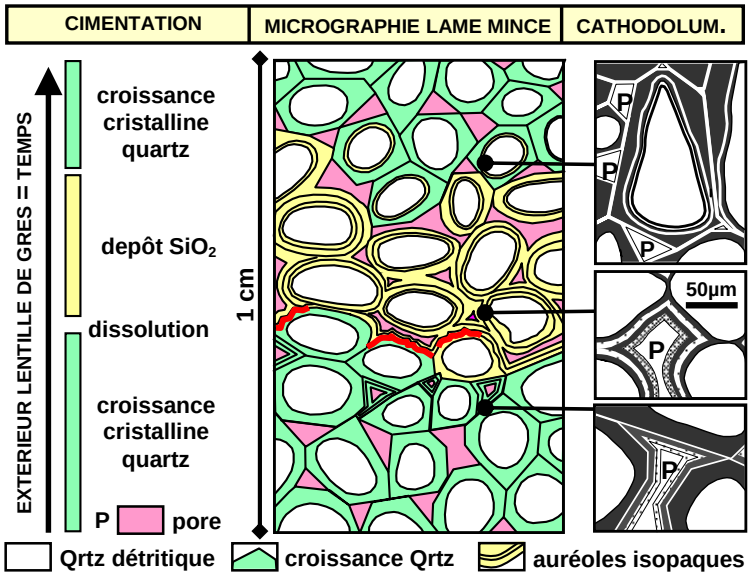


Figure 15 – Succession séquentielle d'auréoles de croissance du quartz et de dépôts isopaques de silice lors de la cimentation du grès. La succession illustre la croissance des lentilles de grès par aggradation centrifuge de couches cimentées.

Les différents faciès des sables (oxydation/lessivage par nappe)

Le Lexique des Noms de Formation de la Synthèse Géologique du Bassin de Paris (Mégnien, 1980) édité à l'occasion du 26ème Congrès Géologique International à Paris décrit les Sables de Fontainebleau comme : "Sable blanc fin (faciès d'Etampes) dans les sud du bassin de Paris ; coloré, micacé, plus ou moins argileux (faciès de Fontenay) dans le nord du bassin ou présentant une alternance de couches ocre micacées et de couches plus claires (faciès mixte de Chevreuse) dans la zone de passage latéral des faciès d'Etampes et Fontenay. Cette coloration des sables de Fontainebleau serait due soit à une contamination *per descensum*, soit à une contamination latérale liée aux variations de niveau des nappes alluviales."

Les Sables de Fontainebleau ont classiquement été considérés comme des dépôts originaux de sables blancs, très purs. La multiplication des sondages à partir des années 1970 et l'extension et l'approfondissement des carrières d'exploitation ont montré que les faciès sont beaucoup plus variés, avec en particulier des sables glauconieux, mais aussi des sables noirs, riches en matière organique et pyriteux. La reconnaissance de faciès noirs était particulièrement "inattendue" au point qu'un géologue cartographe du BRGM qui a reconnu de tels sables dans un sondage du Plateau de Trappes les a effectivement échantillonnés, archivés, mais a marqué dans le registre d'échantillons : "Sables de Fontainebleau de couleurs variées" … sûr que c'était des Sables de Fontainebleau, mais de là à affirmer qu'ils sont noirs … c'était osé !

Distribution des faciès

Des sables noirs ont été reconnus dans au moins 3 secteurs du sud du bassin de Paris : sous le Plateau de Trappes comme indiqué précédemment, sur le revers nord de l'anticlinal de la Remarde, et au centre de la Beauce à Angerville (91) et au Puiset (45). Les sables colorés par des oxydes de fer sont communs et pas seulement limités au secteur de Chevreuse et Fontenay.

Sables du Plateau de Trappes

Les coupes et sondages du Plateau de Trappes illustrent les variations de faciès et leurs relations mutuelles. Un sondage effectué à Trappes, sur le site de la ville nouvelle de Saint-Quentin-en-Yvelines, montre de la base au sommet (Vinsot, 1991) :

- 15 m de sables gris-noir verdâtres, fins, très homogènes, à rares lamines ;
- 20 m de sables beige-verdâtres, moyens, à lamines millimétriques à centimétriques ;
- 12 m de sables ocre à beiges, plus grossiers, avec peu de stratifications distinctes.

Les faciès sombres, réduits, sont moins épais dans les sondages en bordure du plateau, où ils sont remplacés par des faciès oxydés (ocre, roux et rouges) classiquement rapportés aux faciès de Fontenay (Fig. 16). En flanc de vallée, à l'affleurement et dans les petites carrières domestiques, les sables sont essentiellement clairs, beige à blanc, avec des raies ferrugineuses et quelques coquilles décalcifiées et ferrugineuses.

Il y a passage latéral de faciès : les faciès oxydés, blancs, beiges ou rouges résultent de l'altération des faciès sombres et réduits qui représentent les faciès primaires de dépôt des sables. Les sables situés au-dessus de la nappe phréatique ont été oxydés, alors que ceux noyés en permanence par la nappe phréatique ont été préservés. On retrouve là une disposition comparable à celle de la répartition des grès exclusivement développés en bordure des plateaux.

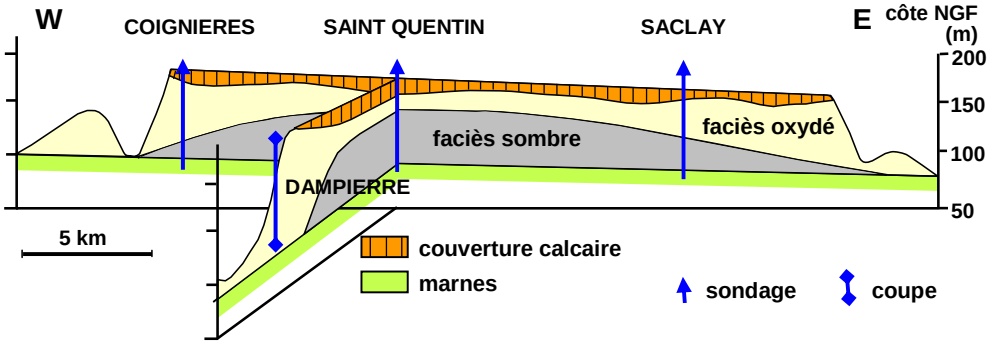


Figure 16 – Disposition des faciès sableux réduits et oxydés sous le Plateau de Trappes. La limite entre les faciès réduits et oxydés coïncide à peu près avec le niveau piézométrique de la nappe.

L'analyse séquentielle permet de relier les faciès sombres et verdâtres du centre du plateau aux faciès clairs en bordure des vallées. Les corrélations permettent de comparer la composition minéralogique de ces 2 facies (Fig. 17). L'altération des sables n'est pas limitée à l'oxydation de la matière organique et des minéraux ferrugineux, mais elle affecte profondément la composition minéralogique des sables. Les feldspaths sont altérés *pro parte*, la calcite est dissoute, et les minéraux argileux primaires essentiellement composés de smectite et d'interstratifiés ill-sm (correspondant à la glauconite) sont altérés en kaolinite.

L'analyse chimique de ces faciès permet d'établir le bilan de l'altération des sables (Bariteau & Thiry, 2001). En moyenne, 50% des éléments constitutifs des silicates et des minéraux ferrugineux ont été lessivés. L'aluminium est lessivé dans les mêmes proportions que les autres éléments, les sables sont appauvris en feldspaths, mais aussi en argiles.

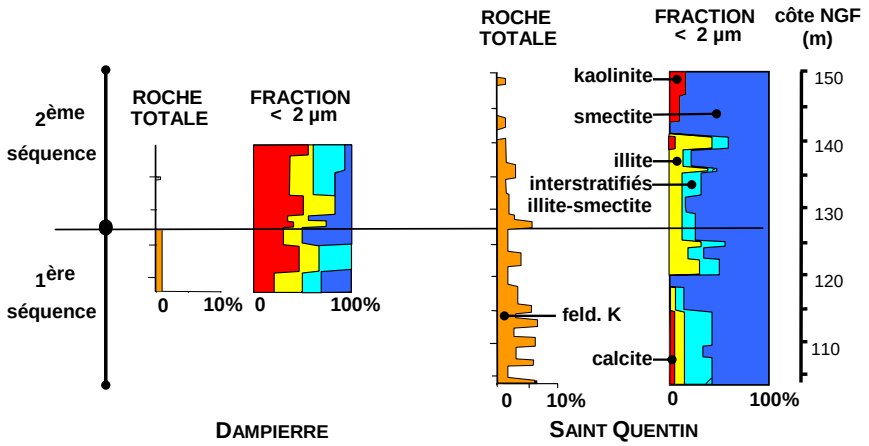


Figure 17 – Evolution minéralogique des Sables de Fontainebleau entre le centre du Plateau de Trappes (sondage de St-Quentin) et sa bordure sud-est (coupe de Dampierre). A l'affleurement, les sables sont lessivés avec altération des feldspaths et de la smectite et formation de kaolinite.

Les sables dans les carrières d'exploitation

Jusque dans les années 1970 les carrières du sud du bassin (secteurs de Fontainebleau et d'Etampes) exploitaient exclusivement des sables blancs, très purs, formés jusqu'à 99,5% de silice, sans feldspaths et à rares micas, de qualité exceptionnelle pour la verrerie. Ces carrières étaient toutes limitées au rebord immédiat des plateaux. Sous les pressions environnementales et l'ouverture de nouveaux marchés de sables colorés, les carrières se sont approfondies et se sont étendues vers les plateaux. Sont alors apparus systématiquement dans ces carrières des sables colorés beiges, ocre, voire rougeâtres, ainsi que des sables glauconieux verdâtres en fond d'exploitation (Fig. 18). Les faciès des sables s'organisent selon un profil qui affecte toute l'épaisseur de la formation.

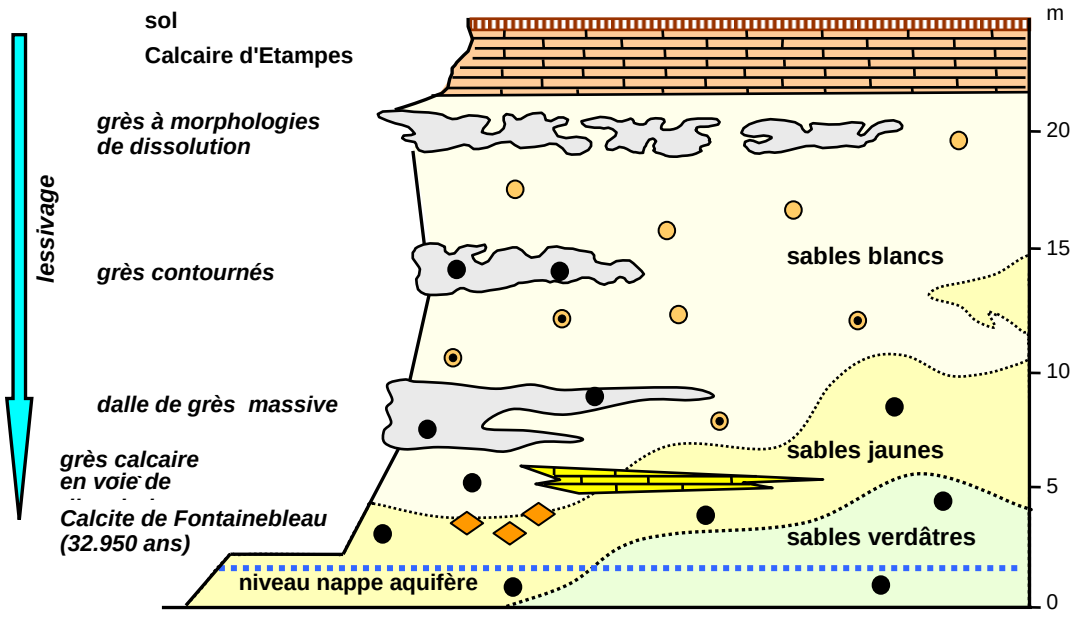


Figure 18 – Schéma synthétique des profils d'altérations visibles dans les carrières de sable. Les faciès blancs occupent toute la hauteur des profils au voisinage des affleurements, les faciès ferrugineux et glauconieux n'apparaissent qu'en arrière des affleurements et se relèvent progressivement dans la coupe en s'enfonçant sous le plateau. Sables, grès, silex et niveaux carbonatés montrent un profil d'altération/lessivage. Les galets de silex sont altérés vers le haut du profil, sauf ceux enchâssés dans les grès, montrant l'antériorité de la silicification sur l'altération.

Les dalles de grès de la base des coupes sont massives et régulières. Leur face supérieure montre un modelé en "gouttières" décimétriques qui rappellent les karens des lapiez calcaires. En revanche la dalle sommitale présente toujours des morphologies contournées, en "gogottes" (Guillemin, 1978), recoupées à l'emporte-pièce par des puits de 0,1 à 2,0 m de diamètre. Ce sont des structures de dissolution de type pseudokarst (Thiry, 2007) qui se développent par dissolution des auréoles de nourrissage des grains de quartz (Thiry *et al.*, 1984).

Les galets de silex au sein des sables présentent une altération progressive allant des silex sains, biens arrondis et à cortex noir dans les niveaux glauconieux et ferrugineux de la base, jusqu'à des faciès de silex "épuisés", branchus et poreux (au point de s'écraser entre les doigts) dans les sables blancs du sommet de la coupe (Fig. 18). Les silex enchâssés dans les dalles de grès sont en revanche toujours sains, dépourvus d'altération visible.

Les niveaux de grès calcaires grossiers et fossilifères qui s'intercalent dans certaines coupes du secteur sud montrent toujours des dissolutions. Par ailleurs, de nombreuses coupes montrent des "fantômes" de coquilles décalcifiées, soit pseudomorphosées par des oxydes de fer, soit simplement "visibles" par la texture différente de leur remplissage sableux. Certaines coupes montrent des bancs de lumachelle entièrement décalcifiés.

L'altération des silex, des grès et des argiles indiquent une altération lessivante par les eaux diluées et relativement acides. Les sables glauconieux altérés en sables à oxyhydroxydes de fer témoignent d'eaux oxydantes, mais moins acides. Pour comprendre les mécanismes de ces altérations il faut prendre en compte les eaux d'infiltration comme dans un profil pédologique, mais aussi les écoulements de la nappe vers les vallées comme cela a été mis en évidence pour la distribution/formation des grès.

Altération à l'échelle régionale

L'analyse et la modélisation géochimique des transferts dans la nappe de Beauce apportent des éléments qui permettent de préciser les mécanismes d'altération des sables (Bariteau & Thiry, 2001). Le système nappe/aquifère de Beauce se divise en plusieurs compartiments depuis les sols jusqu'aux exutoires en bordure des vallées (Fig. 19).

(1) La recharge de la nappe se fait par les eaux de pluie oxygénées qui percolent à travers les sols. Sur le plateau de Beauce elles sont calco-carbonatées ; en bordure du plateau de Beauce, à proximité des zones d'affleurement des sables, les eaux d'infiltration sont acides, enrichies en acides organiques et très faiblement minéralisées.

(2) En s'écoulant vers le nord, les eaux de la nappe sont continuellement nourries par des eaux de recharge. Mais, comme la couverture calcaire se réduit en épaisseur vers le Nord, ces eaux de recharge sont de moins en moins minéralisées et vont avoir un effet de dilution sur les eaux de la nappe plus minéralisée. Ainsi, en s'écoulant vers les exutoires (vallées) les eaux de la nappe sont de plus en plus diluées et acides, et donc plus "agressives" vis-à-vis de l'encaissant.

(3) La nappe phréatique peut être subdivisée en 3 compartiments. Dans le Sud et le centre de la Beauce, la nappe est contenue dans les calcaires de Beauce, les eaux restent oxygénées même en profondeur. Dans certaines parties du plateau, la nappe est contenue dans des Sables de Fontainebleau de couleur sombre, ces eaux sont dépourvues d'oxygène. En bordure du plateau de Beauce, au voisinage des zones d'affleurement des sables, la nappe est contenue dans les Sables de Fontainebleau ocre ou blancs ; ces eaux sont fortement diluées par les eaux de recharge et de ce fait faiblement minéralisées.

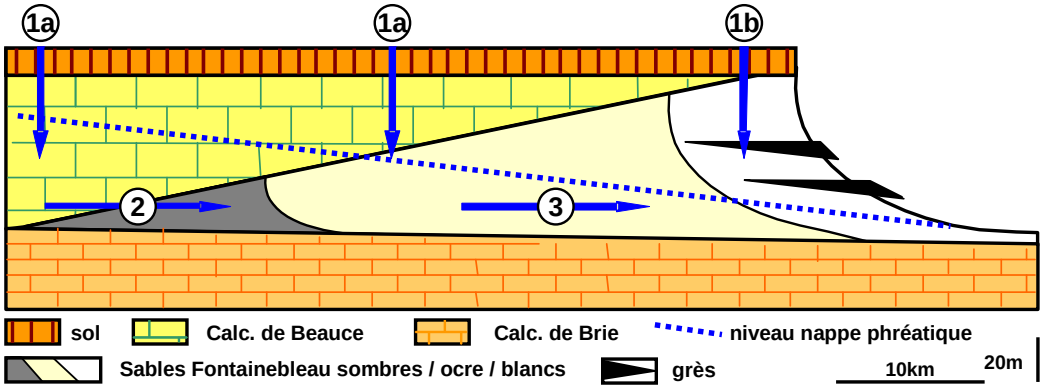


Figure 19 – Schéma de la disposition des différents faciès de sable et des dalles de grès-quartzite dans les Sables de Fontainebleau par rapport à l'incision des sables et de l'hydrologie de la nappe de Beauce.

L'écoulement de la nappe à travers les sables est à l'origine d'altérations successives. Les déséquilibres géochimiques entre les eaux de la nappe et les minéraux des sables entrainent l'altération du cortège minéralogique et la minéralisation de la nappe (Bariteau, 1996). Les altérations se poursuivent tout au long de l'écoulement, d'une part en raison des cinétiques réactionnelles très lentes des minéraux silicatés (argiles et feldspaths), et d'autre part des infiltrations qui se font tout au long de l'écoulement et qui diluent l'eau de la nappe. Et paradoxalement, les grès se forment au voisinage des vallées, où l'eau de la nappe a la teneur en silice la plus faible.

L'oxydation des sables noirs (matière organique et pyrite) est la première altération et la plus rapide. Elle conduit à des eaux chargées en Fe et acidifiées, agressives vis-à-vis des silicates. Dans les sables oxydés, l'altération des silicates se poursuit avec formation de smectite, de kaolinite et d'oxydes de Fe ; il y a appauvrissement des sables en argiles. Le lessivage final des sables oxydés par de l'eau d'infiltration peu minéralisée et acide conduit à la formation des sables blancs ; la smectite est altérée, de la kaolinite se forme, qui à terme est elle-même altérée, et il ne subsiste alors plus que le quartz. Tout au long de leur écoulement, les eaux de la nappe sont quasi en équilibre par rapport aux carbonates qui de ce fait ne sont dissous que lentement, en revanche leur dissolution sera fortement augmentée/accélérée dans les sables blancs au voisinage des affleurements.

Les caractères sédimentologiques des sables ont une influence sur cette séquence d'altération. Les sables fins, plus argileux, sont beaucoup moins perméables et de ce fait s'altèrent moins vite. Leur pouvoir tampon (argiles et carbonates) est plus élevé et les oxydes de Fe sont moins lessivés. La différence des faciès originels explique la différentiation des sables de faciès Fontainebleau (plus proximaux et grossiers) et des sables de faciès Fontenay (plus distaux et plus fins). Il faut encore souligner que ces altérations ont non-seulement une incidence sur la composition des sables, mais aussi sur leur porosité qui augmente du fait des dissolutions et qui permettent d'expliquer que les porosités initiales des grès avant cimentation atteignent des valeurs de 35 à 40% (Maréchal *et al.*, 1996).

Les simulations d'altération ont été conduites avec les paramètres et les contraintes du climat actuel (Bariteau & Thiry, 2001). Mais, si on fait intervenir des périodes de climats froids, de type boréal, les sols seront podzoliques, avec de fortes teneurs en matière organique et une acidité élevée. De ce fait les eaux d'infiltration seront d'autant plus agressives, et en particulier les sables au voisinage des affleurements seront plus rapidement blanchis.

Evolution des grès à l'affleurement

L'érosion des sables a amené la mise en relief des dalles de grès et la formation de paysages contrastés, avec des alignements gréseux qui dominent d'environ 50 m des dépressions sableuses. L'altération des grès donne lieu à une variété de morphologies caractéristiques, par fracturation, dissolution des ciments quartzeux primaires, mais aussi par précipitation de silice secondaire. Les mouvements de silice au sein de ce paysage gréseux peuvent être suivis aux échelles centimétriques à plurimétriques.

Démantèlement des dalles de grès

En bordure des platières, le soutirage du sable par l'érosion conduit à la fracturation des dalles. Des blocs décamétriques sont libérés et se déplacent le long de la pente et forment des chaos rocheux (Fig. 20). Les blocs libérés s'arrondissent progressivement en s'éloignant de l'escarpement. Plusieurs morphologies typiques se forment (Thiry *et al.*, 1984 ; Thiry, 2005).

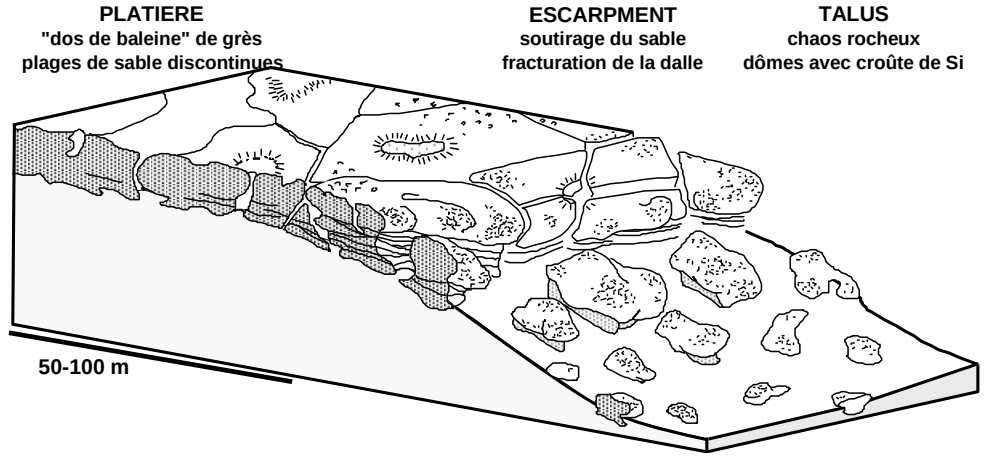


Figure 20 – Schéma montrant le démantèlement des platières de grès par des fractures verticales et horizontales et le développement de morphologies en dôme sur les pentes sableuses.

Grès calcaires et "roches-éponges"

La partie supérieure de la dalle gréseuse présente souvent des nodules calcaires correspondant à des rhizolithes. A l'affleurement le ciment calcaire se dissous, des "roches éponges" se forment (Fig. 21a). Seules les plages à ciment calcaire qui se trouvent à la surface des grès sont altérées, les plages isolées dans la masse du grès siliceux ne sont pas atteintes.

Pellicules siliceuses sur les fractures

En bordure des platières, les fractures verticales et horizontales sont souvent couvertes par des pellicules de silice (Fig. 21b). Ces pellicules de silice ne sont jamais visibles dans les grès des carrières de sable, elles ne sont connues qu'à l'affleurement et sont mieux exprimées et épaisses en bordure des platières. Ces pellicules ne correspondent pas au dépôt d'une vraie pellicule de silice, mais à une resilicification du grès sur une épaisseur centimétrique, par dépôt de quartz microcristallin dans les microfractures d'arrachement et la porosité résiduelle du grès (Thiry *et al.*, 1984). Certaines fractures montrent également des dépôts d'oxydes de fer.

Dômes à croûte siliceuse

Sur les pentes des escarpements, les blocs disloqués évoluent très rapidement. Les roches acquièrent des morphologies arrondies, en dôme à base plate, avec souvent une lèvre basale proéminente (Fig. 21c). Les pellicules siliceuses des fentes sont mises en relief par cette altération. La taille des dômes diminue en s'éloignant de la platière et leur surface supérieure se couvre d'une croûte siliceuse de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, plus résistante que le grès lui-même. Cette croûte

siliceuse est strictement limitée à la partie supérieure des dômes. Elle est souvent mise en relief par l'altération différentielle sur le pourtour du dôme.

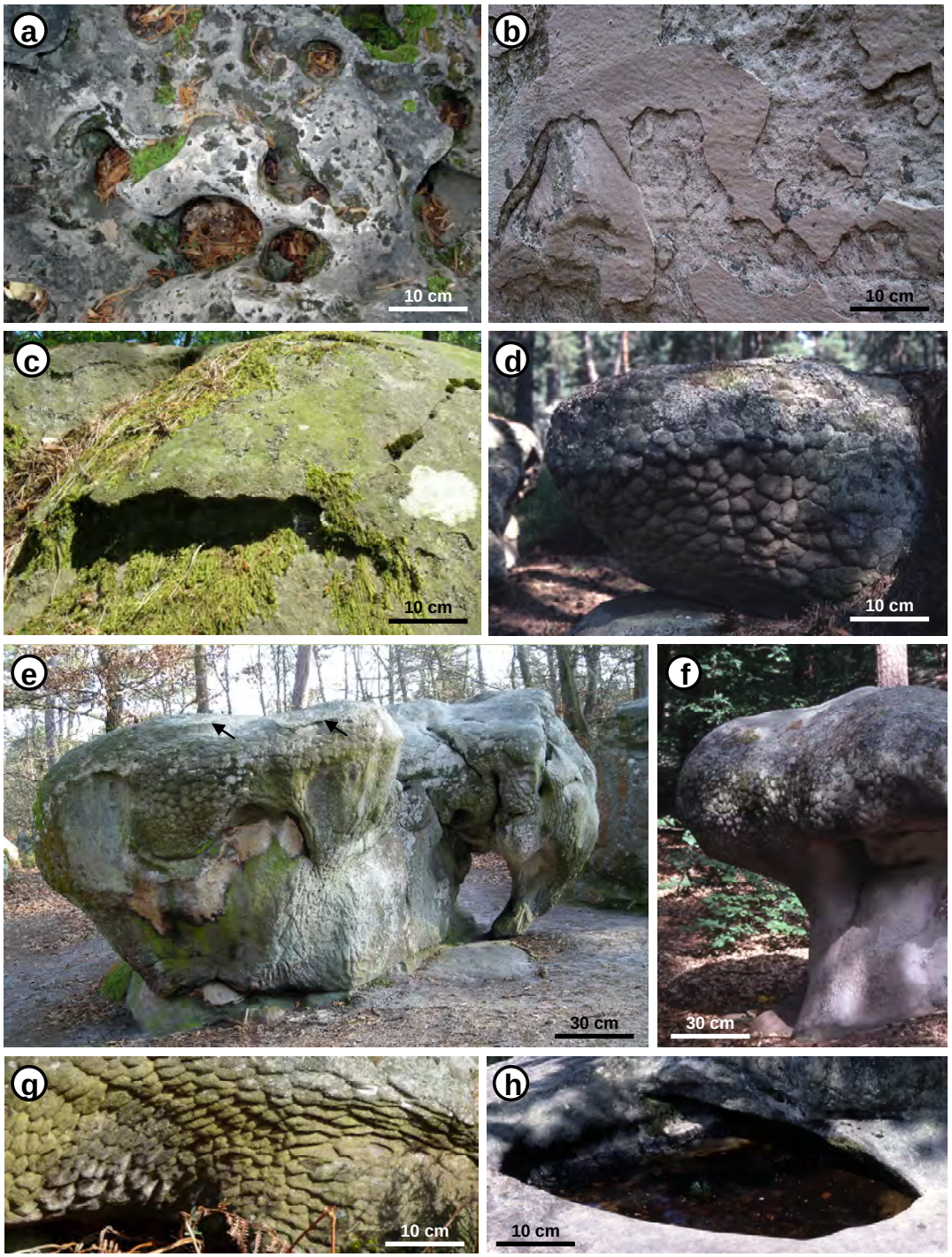


Figure 21 – Morphologies des grès à l'affleurement. (a) roche éponge résultant de la dissolution de nodules à ciment calcaire. (b) pellicule de silice lustrée "sursilicifiée" sur une fracture verticale. (c) bloc en dôme couvert par une croûte siliceuse mise en relief par altération différentielle. (d) bloc arrondi avec réseau de sillons de dissolution sur ses flancs. (e) éléphant de Barbizon montrant la disposition de croûtes siliceuses au sommet (flèches) et de réseaux polygonaux de dissolution sur les flancs. Noter les morphologies pédonculées qui sont fréquentes sur les blocs présentant des réseaux de dissolution. (f) bloc pédonculé (en champignon) avec le surcreusement souvent associé aux réseaux polygonaux. (g) réseau polygonal présentant une forte orientation. (h) vasque de dissolution avec bourrelet à l'ouverture.

En lames minces, ces croûtes siliceuses montrent que les grès à quartz subautomorphes ou engrenés sont éclatés par des microfentes, de 1 à 20 µm d'ouverture, suivant les surfaces de contact des grains. Les grains de quartz sont rarement fracturés. Ces fentes sont cimentées par de l'opale limpide à brune qui forme la croûte plus dure et moins altérable du sommet des dômes. Les fentes ne sont jamais vides et la cimentation en opale est systématique. Ceci laisse supposer que c'est la précipitation de l'opale elle-même qui est à l'origine de la disjonction des grains de quartz.

Réseaux polygonaux de dissolution

Des réseaux polygonaux de sillons se développent sur les flancs des dômes et sur des morphologies surcreusées vers la base des rochers (Fig. 21d, 21e, 21f). Ces réseaux ne se forment jamais sur les croûtes siliceuses au sommet des dômes ou sur les pellicules siliceuses des fractures. Le réseau est généralement isométrique, formant des polygones de 3 à 8 cm de diamètre, mais peuvent aussi montrer un étirement horizontal (Fig. 21g).

Localement, les morphologies surcreusées à réseaux polygonaux s'alignent sur les flancs de dômes voisins, et même de dalles plus étendues. Cette disposition montre clairement que ces surcreusements correspondent à une ancienne surface de sol qui a été érodée. De ce fait, le développement des réseaux polygonaux est éventuellement lié à des processus d'altération au sein d'un sol et non pas en contact de l'atmosphère comme on les observe actuellement.

En lame mince, les sillons montrent le développement localisé de grands pores intergranulaires avec dissolution préférentielle des auréoles de nourrissage. Ces pores ne sont que partiellement comblés par de petits éclats de quartz mêlés à de la matière organique et des oxy-hydroxydes de fer. Le développement des vides, ainsi que des sillons polygonaux, ne paraît guidé par aucune structure préexistante dans le grès.

Vasques avec bourrelet siliceux

Des vasques circulaires de taille décimétrique sont fréquentes sur les grès nus des platières et sur les dômes (Fig. 21h). En automne et en hivers les vasques sont remplies d'eau et débordent, au printemps et en été le niveau d'eau oscille et elles s'assèchent régulièrement. Le fond est généralement couvert par du sable riche en matière organique, et le pH de l'eau est d'environ 5.

L'ouverture des vasques est systématiquement soulignée par un bourrelet induré et une croûte siliceuse tapisse souvent l'intérieur de la vasque, au-dessus du niveau moyen de l'eau. Le fond des vasques est le plus souvent plat et ne présente pas de croûte siliceuse, mais au contraire est creusé de sillons qui dessinent un réseau polygonal. Ces vasques montrent en même temps des dissolutions et des dépôts de silice. Certains blocs basculés montrent plusieurs générations de vasques : les plus récentes sont en position fonctionnelle, tandis que celles qui ont subi le basculement ne retiennent plus d'eau. Cette disposition montre que ces structures d'altération se forment relativement rapidement.

Mobilité de la silice et vitesse d'altération

Les grès à l'affleurement ne montrent aucune érosion mécanique. Les morphologies résultent essentiellement de dissolutions de silice et dans une moindre mesure de dépôts de silice (Thiry, 2005).

Des dissolutions de silice conduisent d'abord à l'usure des arrêtes des blocs fracturés qui s'arrondissent, puis au développement de dômes arrondis très réguliers. D'autres dissolutions se manifestent par le creusement de vasques. Ces dissolutions se font sur les blocs nus à l'affleurement, au-dessus du sol. Enfin, d'autres dissolutions sont liées à la formation des morphologies surcreusées qui conduisent à des roches en "champignon" surmontée par un dôme en surplomb (Fig. 21e), ou à des morphologies concaves linéaires le long de dalles de grès plus

massives. Ces structures surcreusées avec des réseaux polygonaux, se forment vraisemblablement en profondeur, sur des grès partiellement enterrés, en contact avec le sol.

Par ailleurs, des dépôts de quartz, souvent associés à des dépôts d'oxy-hydroxydes de fer, se font en profondeur dans les fractures des platières, sous la couverture discontinue de sables et de podzols. En l'absence de feldspaths et de minéraux argileux dans les sables lessivés de la partie supérieure des Sables de Fontainebleau, la silice déposée en profondeur provient probablement des sols des platières et éventuellement aussi du lessivage de silice biogénique provenant de la couverture végétale.

Parallèlement, des dépôts de silice se font sous forme d'opale au-dessus du sol, dans les croûtes indurées au sommet des dômes de grès et autour des vasques temporaires. Ces dépôts proviennent selon toute vraisemblance des eaux porales des grès qui remontent en surface par capillarité et qui sont concentrées par évaporation. Si le climat bellifontain n'est a priori pas très favorable à l'évaporation, celle-ci est néanmoins importante sur les grès dénudés qui s'échauffent fortement au soleil.

De cette manière, le développement des morphologies gréseuses typiques des Grès de Fontainebleau à l'affleurement résultent de processus d'altération contrastés et concomitants : alternance de dissolutions de silice pendant les périodes ou saisons humides et de dépôts localisés de silice pendant les temps de sècheresse. Des mécanismes différents sont en jeu en au contact des horizons pédologiques, et au contact de l'atmosphère (Fig. 22).

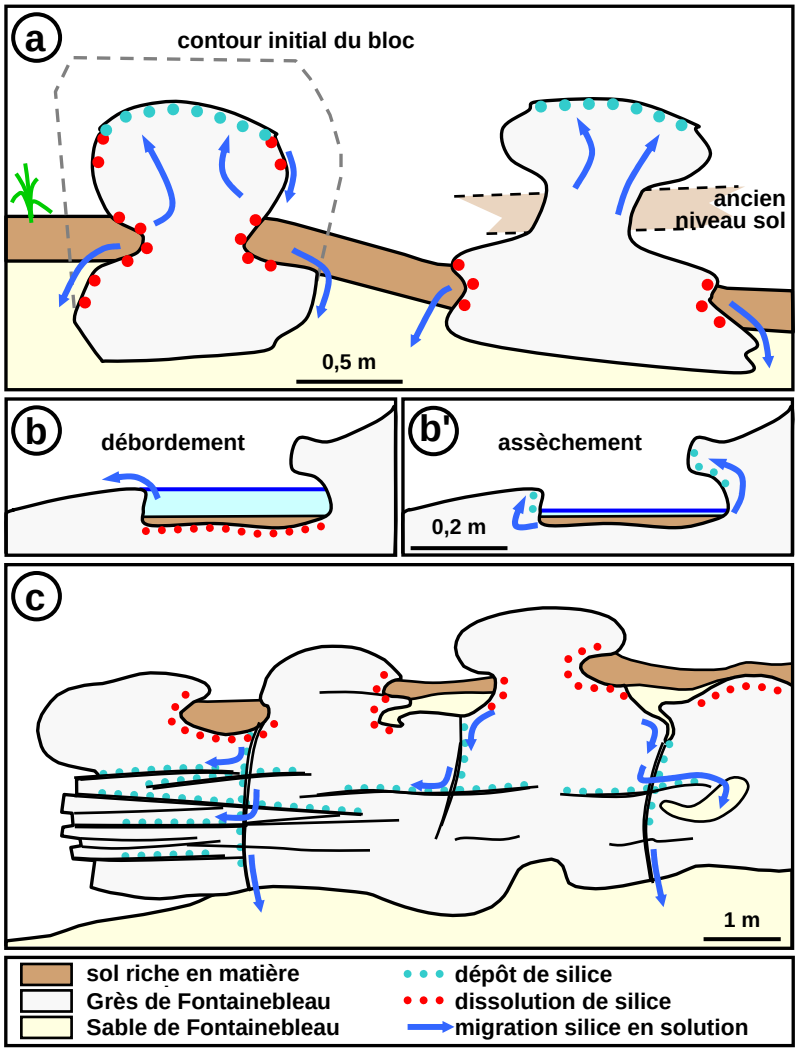


Figure 22 – Schéma de la mobilité de la silice pendant l'altération des grès à l'affleurement. (a) formation de croûtes siliceuses sur le sommet des dômes et de sillons de dissolution sur leur flanc. (b) creusement des vasques et formation d'un bourrelet induré à leur ouverture. (c) formation de pellicules siliceuses sur les fractures des platières.

La dissolution de la silice est augmentée dans les horizons de sols riches en matière organique (podzols) par la formation de complexes organiques (Bennett, 1991) et l'humidité soutenue. Le dépôt de silice se fait en profondeur dans les fractures des platières par destruction des complexes organiques et en surface par concentration des solutions par évaporation. Néanmoins, le bilan final est une perte massive de silice qui est exportée par la nappe phréatique.

Même sur les fortes pentes instables des escarpements des platières, tous les blocs gréseux montrent ces morphologies à l'équilibre, en position "de vie". Les blocs basculés retrouvent rapidement leurs morphologies d'équilibre. De ce fait, l'altération des grès est un phénomène actuel et relativement rapide.

Fracturation des dalles de grès

La fracturation des grès a peu attiré la curiosité des anciens géologues, néanmoins Daubrée (1880) y a fait référence et Martel (1910) en donne une rapide mais pertinente description. La question a été redébattue à partir des années 1970-80 avec la mise en relation des fractures avec la silicification des sables (Obert, 1974 ; Obert & Pomerol, 1985). Mais, la fracturation des dalles de grès présente elle aussi une opposition entre les grès des platières du massif de Fontainebleau et celles des carrières d'exploitation des sables sous couverture des calcaires d'Etampes (Thiry *et al*., 1984).

La fracturation des grès enchâssés dans les sables

Les dalles de grès des carrières ouvertes sous couverture de calcaire d'Etampes ne sont qu'exceptionnellement fracturées (Fig. 6). Si des fractures sont présentes elles sont limitées à la proximité de l'affleurement, quand l'épaisseur de la couverture est limitée à 1 ou 2 m de calcaire et de limon des plateaux. Les fractures sont alors espacées, frustes, le plus souvent limitées à la dalle supérieure, et parfois enduites d'oxydes de fer qui se prolongent dans les sables blancs par des indurations ferrugineuses pour former des drapages verticaux ou des concrétions diverses (carrière de Butteaux à Chapelle-la-Reine, Bourron-Marlotte et Darvault par exemple). Ailleurs, dès que la couverture calcaire est continue et plus épaisse (3 à 5 m) les grès ne présentent pas de fracture. Même les dalles distales, d'épaisseur réduite (décimétrique) ne sont pas fracturées. L'absence de fracturation est une caractéristique des dalles de grès enchâssées dans les sables.

La fracturation des grès à l'affleurement

Sur les platières la fracturation est forte et même souvent spectaculaire. On distingue :

(1) de grandes fractures verticales de direction moyenne N110, donc parallèles aux alignements gréseux, leur espacement moyen varie de 1 à 5 m et elles peuvent parfois être suivies sur plusieurs décamètres (Obert, 1974 & 1984), souvent elles sont "esquilleuses", à plans courbes ;

(2) des fractures verticales transverses qui recoupent les lanières N110, leur espacement moyen est de 5 à 10 m ;

(3) des fractures plates, plus ou moins horizontales, ou présentant un angle faible entre elles, formant un système conjugué (Ellenberger, 1982), se développent dans la moitié inférieure des dalles gréseuses (Fig. 23a), et sont à l'origine des "piles d'assiettes" caractéristiques des bordures de platière et à la base de nombreux rochers isolés (Fig. 23b) ;

(4) les fractures plates sont apparemment antérieures aux fractures verticales (Fig. 23a et 23b).

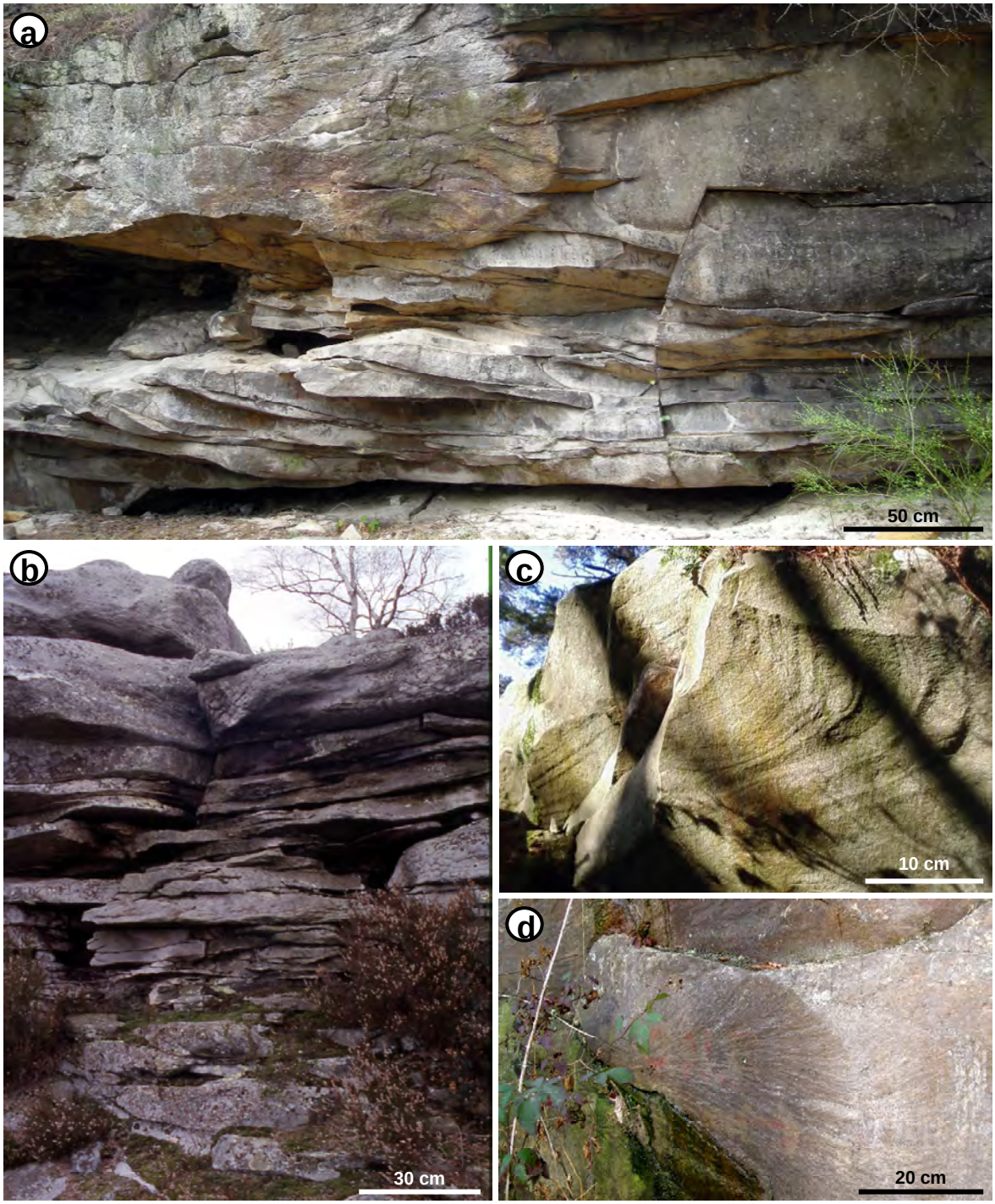


Figure 23 – Fracturation des dalles de grès à l'affleurement. (a) grandes fractures plates à la base d'une dalle de grès qui a été exploitée sur quelques 10-20 m d'avancement. Noter l'obliquité de certaines fractures et leur caractère sigmoïde, mais ce dernier caractère n'est pas général. Noter aussi la fracture verticale secondaire (orientation N-S) qui les recoupe et qui est postérieure. (b) fractures plates très serrées dans un affleurement en bordure de platière. Certaines lames de grès ont moins de 5 cm d'épaisseur. La fracture verticale (orientée N20) est postérieure à la fracturation horizontale. (c) figures "d'onde de choc" sur des fractures plates (vue par en-dessous). (d) fracture verticale avec écailles de fracture en éventail (en plume).

Les fractures horizontales n'existent qu'en bordure de platière ; elles n'ont jamais été observées/décrites dans les dalles recoupées par les carrières de sable et disparaissent également vers l'intérieur des platières (Thiry *et al.*, 1984). Cette disposition est clairement visible dans les nombreux fronts de taille des anciennes carrières de grès du Massif de Fontainebleau. On constate que les fractures plates très serrées (espacement souvent réduit à 10 cm) exposées dans les

affleurements naturels en bordure de platière sont systématiquement plus espacées (de 20 à 30 cm) sur les fronts de taille en arrière des escarpements et finissent par être réduites au nombre de 1 ou 2 fractures, et sont souvent absentes dans les fronts de taille vers l'intérieur des platières, ou dans les carrières ouvertes sous une couverture calcaire même limitée. Ces observations peuvent être faites en de nombreux points du massif, on peut citer pour exemple les carrières du Rocher Cassepot (parcelle 243), les carrières de la Platière de Belle-Croix avec les carrières frontales en arrière de l'ancien escarpement (parcelle 880) et les carrières sous couverture (parcelle 881). Des observations comparables peuvent être faites dans tous les secteurs qui ont été exploités anciennement pour les grès. L'absence de fractures verticales vers l'intérieur des platières est également attestée par les réseaux de mares interconnectées, comme sur la platière des Couleuvreux (Liron & Thiry, 2005) et qui se maintiennent parfois jusqu'en bordure des platières comme au Rocher Cassepot et même sur l'étroit éperon du Rocher de Bouligny.

Les fractures présentent souvent des figures de rupture (essentiellement de compression) qui mériteraient d'être analysées (Fig. 23c et 23d) en terme de mécanisme de rupture.

Origine de la fracturation

Toutes les observations concordent pour montrer que les fractures ne sont pas dues à des contraintes d'origine tectonique mais à un mécanisme de rupture des dalles de grès à l'affleurement. La concordance entre les alignements des platières (structure primaire des alignements dunaires) et l'orientation des fractures doit être mise sur le compte d'un guidage des fractures à partir de la morphologie alignée des platières. Divers mécanismes peuvent être envisagés (Fig. 24).

(1) Soutirage du sable sous la platière (par érosion et/ou dissolution) qui mettrait celle-ci en porte-à-faux. La platière n'est plus soutenue par le sable, elle subit un fléchissement qui génère des tensions en extension. La dalle se fracture sous son propre poids et s'effondre, formant ainsi des fractures verticales dont la direction est parallèle à celle des platières. Les fractures conjuguées transversales suivraient cette première fracturation.

(2) Variations de température dans la dalle de grès à l'origine de dilatations/rétractions. L'augmentation en température du grès induit sa dilatation et des contraintes de compression si la dilatation est contenue. L'abaissement de la température du grès induit sa contraction et génère des tensions si la contraction est empêchée.

(3) Dans les deux cas il y a comportement différentiel de la partie supérieure et inférieure de la dalle. En cas de soutirage du sable, la partie supérieure de la dalle est en extension, mais la partie inférieure est en compression. En cas de variation de température, celle-ci affectera la partie supérieure de la dalle car la température des terrains en profondeur présente une grande inertie par rapport aux variations atmosphériques, de ce fait il y aura aussi comportement différentiel entre la base et le sommet de la dalle. Dans les deux cas, ce comportement différentiel génèrera un cisaillement à la base de la dalle de grès (Fig. 24). Ce cisaillement pourrait être à l'origine des fractures horizontales, et expliquerait que les fractures horizontales sont limitées à la partie inférieure des dalles des platières.

Une première simulation numérique du modèle en fléchissement a été conduite. Pour une dalle de 4 m d'épaisseur on obtient une fracture de la dalle avec un porte-à-faux d'environ 50 m, ce qui est bien supérieur à l'espacement des fractures sur les platières qui est fréquemment de 10 m et souvent même inférieur. Il est évident que le fléchissement de la dalle n'est pas le seul élément à prendre en compte. Il convient de tester une simulation par dilatation/retrait. Il faut aussi prendre en compte que la répétition des tensions même mineures conduit à une "fatigue" du grès et sa fragilisation à la rupture.

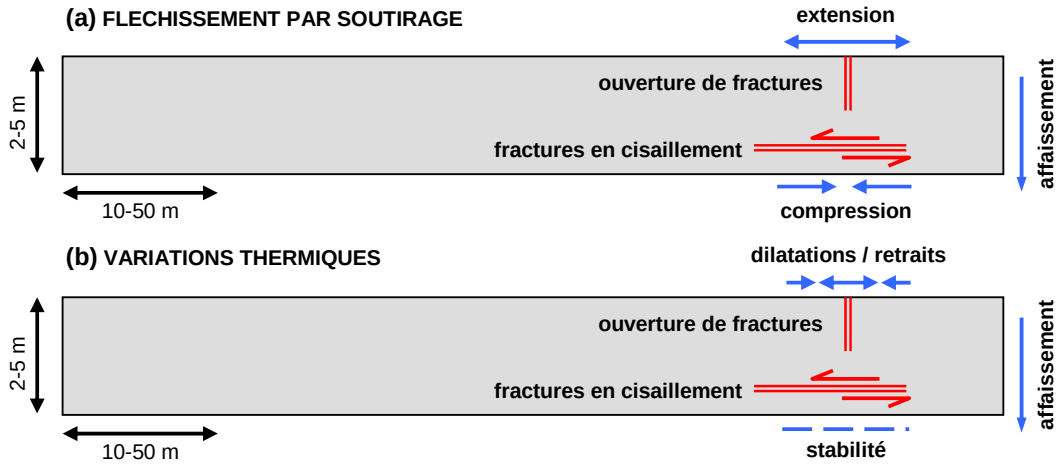


Figure 24 - Régime des tensions attendues au sein d'une dalle de grès à l'affleurement. (a) mise en "porte à faux" de la dalle par soutirage des sables. (b) variation périodique de la température de la partie supérieure de la dalle. (remerciements à Ahmed Rouabhi pour les discussions).

Les Calcites de Fontainebleau

Historique

C'est à de Lassone (1717-1788, médecin de Marie-Antoinette et de Louis XVI et ami de Fontenelle, d'Alembert, Buffon, …) que reviennent les premières publications sur les Calcites de Belle-Croix avec trois notes à l'Académie Royale des Sciences. Dans sa note de 1777 il distingue et met en équivalence les calcites en rhombes et les boules de calcite et précise qu'elles sont formées de 5 parties de sable et 3 de spath.

Plus tard, Romé de l'Isle (1783) mentionne "les grés calcaréo-quartzeux des environs de Nemours et Fontainebleau" dans le tome premier de son mémoire de cristallographie.

Cuvier et Brongniart (1811) ont proposé une origine superficielle pour les calcites : hypothèse révolutionnaire pour cette époque où tout ce qui était cristallin et pur était interprété comme endogène ou hydrothermal, résultant d'émanations chaudes venant de la profondeur. "Le calcaire d'eau douce de Belle-Croix repose sur une marne calcaire jaunâtre. Nous croyons pouvoir attribuer aux infiltrations calcaires de ce sol supérieur les cristaux de grès calcaire qu'on trouve si abondamment dans une carrière de ce lieu". Les Calcites de Fontainebleau sont post dépôt ! Il faut encore mentionner qu'est adjointe au mémoire une très belle carte "géognostique" colorisée avec alignements dunaires marqués.

Enfin, Achille Ernest Oscar Joseph Delesse (1853) précise que la composition des Calcites de Fontainebleau est variable : calcite 43-17% - sable 57-83%.

Pas ou peu de publications récentes sont consacrée aux Calcites de Fontainebleau, sinon une note de revue historique de Gaudan (2004). Les Calcites de Fontainebleau sont une curiosité minéralogique … et effectivement ce sont les collectionneurs qui sont présents et font du travail ! Ainsi, les quelques références bibliographiques récentes se trouvent dans des publications "grises", non "rankées" comme Billhot *et al.* (1986) dans Monde et Minéraux et récemment le web a pris le relais avec des informations sur les calcites cristallines des Sables de Fontainebleau, mais aussi ailleurs en France, en Europe et dans le monde (Löffler, 1999, 2011a, 2011b) … c'est riche en informations et c'est bien ainsi !

Habitus des Calcites de Fontainebleau

Cristaux

Les cristaux ont toujours la forme du rhomboèdre ($02\bar{2}1$), dit rhomboèdre inverse, et sont quelquefois individuels, mais dans le cas général ils sont regroupés en cristaux enchevêtrés, formant des groupements (cristallarias) qui peuvent atteindre plusieurs décimètres (Fig. 25a & 25b). Les cristaux qui forment ces groupements sont parfaitement nets et présentent des interpénétrations de plusieurs individus à axes plus ou moins parallèles, donnant des dispositions en "crête de coq" (Fig. 25c), ou présentent des groupements organisés radialement en "gerbe", ou forment des enchevêtrements sans régularité (Fig. 25d). Certaines cristallarias présentent une dépression centrale à leur partie supérieure et parfois un puits de 1-2 cm de profondeur. Les cristallarias sont souvent disposées en niveaux horizontaux qui suggèrent une relation avec la nappe phréatique. Les échantillons présents en surface, au contact avec la pluie ont des faces ternes et s'arrondissent par dissolution des arrêtes. Exceptionnellement sont associés aux Calcites de Fontainebleau, des cristaux de calcite limpide, couleur miel, de taille centimétrique (Fig. 25e).

Grès cloutés

En carrière, des granules centi- à millimétriques, parfois agglomérés en grappes, et montrant des formes rhomboédriques emboîtées se localisent au sommet de la dalle supérieure. Ces granules sont toujours disposés sur les surfaces supérieures peu inclinées (Fig. 25f). La disposition géotropique de ces concrétions indique clairement qu'elles sont liées à la stagnation des eaux au-dessus des dalles imperméables et d'autant qu'elles sont absentes des zones d'écoulement des eaux d'infiltration. Ce faciès est celui des grès cloutés signalé par Janet (1894).

Concrétions

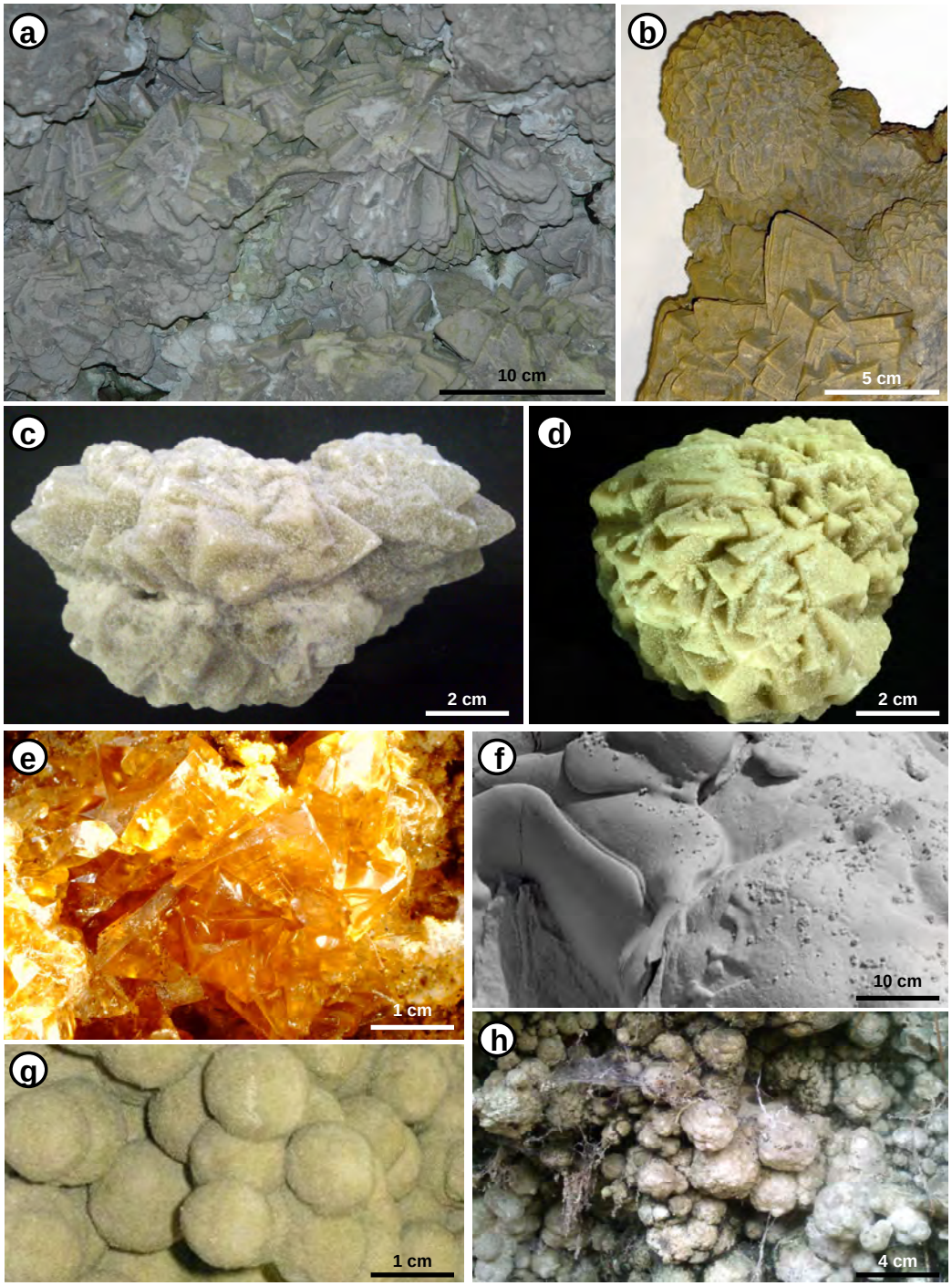
Des concrétions globulaires sont fréquentes dans les sables blancs, associées ou non aux cristaux de calcite. Leur taille est variable, allant de concrétions décimétriques à des granules millimétriques (Fig. 25g). Les concrétions s'associent fréquemment en grappes et se disposent en niveaux horizontaux. Les concrétions sont dispersées dans les sables, avec une fréquence métrique ou inférieure, ou sont jointives et forment des rochers entiers (La Roche à Boule ou le Rocher le Carrosse, forêt de Fontainebleau) (Fig. 25h).

Pétrographie

Les lames minces taillées dans les cristaux montrent des grains de quartz arrondis typiques des sables de Fontainebleau, sans auréole de nourrissage, englobés dans une plage de calcite monocristalline (structure poecilitique). Les grands cristaux présentent ainsi un ciment constitué d'un seul cristal de calcite pour toute la surface de la lame mince. Les concrétions à petits cristaux et les concrétions globulaires montrent la même structure poecilitique, simplement avec des cristaux plus petits, voire un simple ciment de sparite.

Occurrences de cristaux spathiques dans les sables

Il convient de rapprocher des calcites dans les sables toute sorte de cristallisations en gerbes ou en géodes, macro ou microcristallines, dans des argiles et même dans des calcaires, car on ne peut exclure à priori que si les concrétions et Calcites de Fontainebleau se sont faites dans des conditions spécifiques, celles-ci ont pu se produire dans d'autres formations. Nombre de géologues ont remarqué de telles concrétions et les ont cataloguées implicitement comme tardives ou du moins post-dépôt, sans y prêter plus d'attention et sans les signaler. Il y a sûrement des références dans les descriptions géognostiques départementales du XIXème siècle.



Figures 25 – Calcites de Fontainebleau. (a) rhomboèdres en gerbes (Grotte aux Cristaux, Fontainebleau, 77). (b) rhomboèdres superposés à des cristallarias (carrière de Gondonnières, Larchant, 77), idem échant. Spl 2. (c) rhomboèdres en "crête de coq" disposée dans le plan horizontal (carrière de Bonnevault, Larchant, 77). (d) rhomboèdres enchevêtrés (La Garenne, Darvault, 77), échant. 8931. (e) cristaux de calcite limpide (carrière de Gondonnières, Larchant, 77), échant. 8787. (f) grès "clouté" de petites cristallarias (carrière de Gondonnières, Larchant, 77), idem échant. Spl 1. (g) concrétions globulaires en grappe (carrière Rozet-St Albin, 02), échant. 8604. (h) amas de concrétions et cristallarias à petits rhomboèdres (Roche à Boule, Montigny-sur-Loing, 77). Les numéraux d'échantillon sont ceux datés (Tab. I).

Dans le Bassin de Paris des concrétions et des cristaux de calcite sont abondants dans les sables auversiens du Soissonnais, les sables thanétiens et cuisiens dans le Laonnais et sur la retombée du Pays de Bray. Des cristaux de calcite en tout point identiques à ceux de Fontainebleau sont également présents dans des sables indubitablement antérieurs au Calcaire de Château-

Landon/Soupes, c'est à dire antérieur à l'Eocène supérieur, dans la Vallée du Loing, associées au Conglomérat de Nemours. Par ailleurs, Combes (1904) signale des concrétions dans les sables à la base du Sparnacien et qu'il a relié à des concrétions de nappe. Des gisements de calcites sont connus dans les sables des paléokarsts du Quercy (Lacroix, 1901 ; Löffler, 1999).

Plusieurs gisements de cristaux de calcite sont connus en Allemagne. Les cristaux les plus "célèbres" sont ceux des sables cénomaniens piégés dans les poches karstiques des calcaires dévoniens au lieu-dit Lange Riecke à Brilon (Allemagne) (Dechen, 1856 ; Lottner, 1863 ; Delkelskamp, 1903 ; Löffler, 2012). Ces cristaux sont en tous points semblables à ceux de Fontainebleau. Des gisements de cristaux et de concrétions sont également signalés dans les sables paléogènes en Pologne, en Autriche et en Hongrie (Löffler, 2012)

Le gisement américain de la réserve indienne de Rattlesnake Butte, en Dakota du Sud est particulièrement "populaire". Il est fait de scalénoèdres (dents de chien) de 2-5 cm d'allongement, subjointifs, formant des gisements sur des épaisseurs métriques (Wanless, 1922). Le sable hôte est grossier à nombreux grains sombres. Parmi les autres gisements il faut citer les cristaux de Devil Hill au Nebraska dans des sables miocènes et plusieurs gisements en Californie (Rogers & Reed, 1926 ; Garner, 1936).

Enfin, en Afrique, des concrétions et des cristaux sont connus dans les déserts égyptiens et lybiens, ainsi que dans les SE marocain, au pied de l'Atlas ; à Taouz dans la province d'Er-Rachidia, ce sont des cristallisations semblables aux Calcites de Fontainebleau, et à Boudenib, des concrétions centimétriques dans les sables infra-cénomaniens.

Datations

La datation 14C et U-Th des calcites et concrétions de Fontainebleau, ainsi que diverses cristallisations et concrétions associées à d'autres formations géologiques, ont toutes donné des âges quaternaires (Tab. I). Les datations obtenues à ce jour se regroupent sur 3 périodes :

- entre 7 000 et 15 000 ans BP = fin de la dernière glaciation ;
- entre 30 000 et 50 000 ans BP = pléniglaciaire Wurm ;
- à 300 000 ans = Pléistocène moyen = Saalien = début glaciation du Riss

La diversité des formations hôtes montre que c'est un phénomène lié au climat et aux sables. L'âge plus jeune des calcites des grès cloutés paraît cohérant avec leur position sommitale, moins profonde, c'est apparemment aussi le cas des gisements auversiens à âges plus jeunes.

Calcites cryogéniques

Les datations radiochronologiques montrent que les Calcites de Belle-Croix et les concrétions similaires (cristallarias, boules, concrétions multilobées, billes et grappes, …) ont précipité pendant les périodes froides du Quaternaire. Ce sont des cryocalcites décrites dans les environnements actuels (arctiques, antarctiques et de haute altitude), mais aussi dans les paléoenvironnements glaciaires liés aux périodes froides du Quaternaire. Des travaux récents se sont intéressés aux calcites liées à l'englacement des karsts et grottes pour les utiliser comme indicateur de la profondeur et de l'extension du permafrost au cours des périodes glaciaires.

Deux types de cryocalcites sont distingués : des concrétions sphéroïdales micritiques, de tailles variées qui dans le cas des karsts sont appelés *"Cryogenic Cave Pearls"* ; et des cristaux automorphes de calcite *"Cryogenic Calcite Crystals"* le plus souvent formés de rhomboèdres, inclus dans des travertins ou formant des calcarénites non consolidées à la bases des grottes. La taille des cristaux varie de quelques microns à 1mm, mais peut atteindre 4 cm. Les cristaux en rhomboèdre (direct et inverse) sont considérés comme symptomatiques des environnements englacés (Richter *et al.*, 2009 & 2011. Zak *et al.*, 2012).

Tableau I – Datations radiométriques des concrétions et cristaux de calcite contenus dans diverses formations du Bassin de Paris. Datations ^{14}C (ANU=Australian National University, Poz=Poznan Radiocarbon Laboratory) et U-Th (laboratoire du BRGM). Cristallaria = cristaux de calcite en rhomboèdres de type Fontainebleau, translucide = cristaux de calcite miel translucide, septaria = septaria de calcite fibreuse en gerbe. Les calcites de Poligny n'ont pu être datées directement du fait d'une évolution en système ouvert. L'hypothèse autour de 300 ka repose sur le fait que les calcites les mieux préservées de l'ouverture se rapprochent de celles du Puiselet (Innocent, 2011).

Fm hôte	*No éch.*	*14C lab. no.*	*localisation*	*description*	*Age ^{14}C*	*Age U/Th*
Stampien	**8609**	Poz-24382	Mont Sarrasin, Puiselet, 77	cristallaria (centre/base)	**>50 000**	**323 +/- 20 ky**
	8609E	Poz-29892	Mont Sarrasin, Puiselet, 77	cristallaria (extérieur)	**>50 000**	
	8787	Poz-29896	Gondonnières, Larchant, 77	translucide dans sable	**>52 000**	
	6790	Poz-49823	Butteaux, Chapelle/Reine, 77	translucide dans calcaire	**>45 000**	
	6793	Poz-24383	Bonnevault, Larchant, 77	cristallaria	**51 000 ± 5 000**	
	8931	Poz-49825	Darvault, 77 - La Garenne	cristallaria (∅ 5 cm)	**49 000 ± 3 000**	
	8930	Poz-49824	Roche Eponge, Fbleau, 77	cristallaria (∅ 2 cm)	**45 000 ± 2 000**	
	8933	Poz-49827	Grotte Cristaux, Fbleau, 77	cristallaria dans grès	**44 000 ± 2 000**	
	Spl 4	ANU-6639	Grotte Cristaux, Fbleau, 77	calcite sur/dans grès ?	**33 630 ± 640**	
	Spl 2	ANU-6637	Gondonnières, Larchant, 77	cristallaria	**32 950 ± 5 200**	
	8605	Poz-24379	Carosse, Fbleau, 77	billes (∅ 1-2 cm)	**31 700 ± 300**	
	Spl 3	ANU-6638	Gondonnières, Larchant, 77	cristallaria	**26 880 ± 1 140**	
	Spl 1	ANU-6636	Gondonnières, Larchant, 77	billes de grès clouté	**14 180 ± 330**	
Auversien	**8932**	Poz-49826	Crepy-en-Valois, 60	granules en grappe	**46 000 ± 2 000**	
	8603	Poz-24376	Grisolles, 02	concrétions (∅ 5 cm)	**39 000 ± 700**	
	8601	Poz-24375	La Croix-sur-Ourq, 02	billes (∅ 5 mm) soudées	**9 750 ± 50**	
	8604	Poz-24378	Rozet-St Albin, 02	concretions (∅ 1-5 cm)	**7 250 ± 40**	
Sparnacien	**8607**	Poz-24380	Montbron, Sourdun, 77	septaria dans sable Pleistocene	**47 000 ± 2 000**	
	8544	Poz-24372	Glandelles, Poligny, 77	grès calcaire cristallin	**>48 000**	**300 ky hypothèse**
	8593	Poz-24373	Glandelles, Poligny, 77	ciment de grès calcaire	**>48 000**	
	8597	Poz-24374	Glandelles, Poligny, 77	concrétions (∅ 2-3 mm)	**>48 000**	
Thanétien	**5946**	Poz-29890	Rollot (80)	concrétion dans sable	**44 000 ± 1 400**	

La précipitation de ces calcites cryogéniques est induite par la congélation de l'eau qui exclu les espèces en solution (rejet des sels) et concentre les solutions résiduelles jusqu'à leur saturation. Les calcites cryogéniques se font par congélation de masses d'eau libre, mais dans des environnements relativement fermés, qui évitent la dilution simultanée des eaux par des apports. C'est en particulier le cas de lacs sous-glaciaires et de lacs souterrains dans des karsts.

Il paraît difficile de transposer ce modèle cryogénique aux Calcites de Fontainebleau et aux concrétions qui se développent au sein d'un sédiment. En effet, la congélation de l'eau de nappe ne permettrait pas de précipiter des cristallarias de calcite de plusieurs décimètres à partir de l'eau porale qui gèle. Le bilan de masse ne peut être satisfait que par des quantités importantes d'eau et implique donc un renouvellement des solutions par écoulement. Par ailleurs, les concrétions de calcites, mais aussi les cristallarias de rhomboèdres, se disposent souvent suivant des plans horizontaux et les cristallarias sont aplaties dans le plan horizontal. C'est la marque de niveaux de nappe. De plus certaines concrétions et cristallarias montrent une forme déprimée centrale sur leur surface supérieure, voir même un puits central qui souligne le caractère géotrope de la cristallisation et l'intervention de percolations ou infiltrations.

Un modèle alternatif de précipitation de calcite pendant les périodes froides peut être imaginé. Pendant les périodes froides la partie supérieure des sols est gelée jusqu'à des profondeurs de 10-20-50 m et même plus dans le Bassin de Paris. En revanche, en profondeur le flux géothermique continu à réchauffer le sous-sol. En raison de l'inertie thermique des roches il s'établit un front de température relativement abrupt entre les formations superficielles gelées et congelées et le sous-sol et les nappes qui ne subissent qu'un faible abaissement de température. Ce gradient est le plus "abrupt" lors du refroidissement, en début de période froide.

Or, le CO_2 et les carbonates sont plus solubles dans les eaux froides que dans les eaux chaudes. Quand une eau en équilibre avec le CO_2 atmosphérique se réchauffe de 5 à 15°C elle perd 25% de son CO_2 dissous et 25% de la calcite dissoute précipite. Dans ces conditions, pendant les périodes froides, les eaux qui s'infiltrent ont une fugacité CO_2 relativement élevée. Elles se réchauffent en atteignant les terrains plus chauds du sous-sol, leur fugacité de CO_2 diminue et la calcite précipite. Pour cela il faut que le pergélisol ne soit pas épais pour rester discontinu, au moins temporairement, et permettre des infiltrations.

Les grés (non poreux) sont plus conducteurs (de la chaleur/froid) que les sables. Aussi, le gradient est plus abrupt au sommet des dalles de grés. Ceci explique probablement la formation des calcites des grés cloutés sur les surfaces supérieures de la dalle de grès sommitale (Thiry *et al.*, 1984). Ces calcites plus jeunes ont pu se former dans des temps plus récents, sous couverture faible (3-7 m), sans qu'il y ait besoin d'une période de froid extrême.

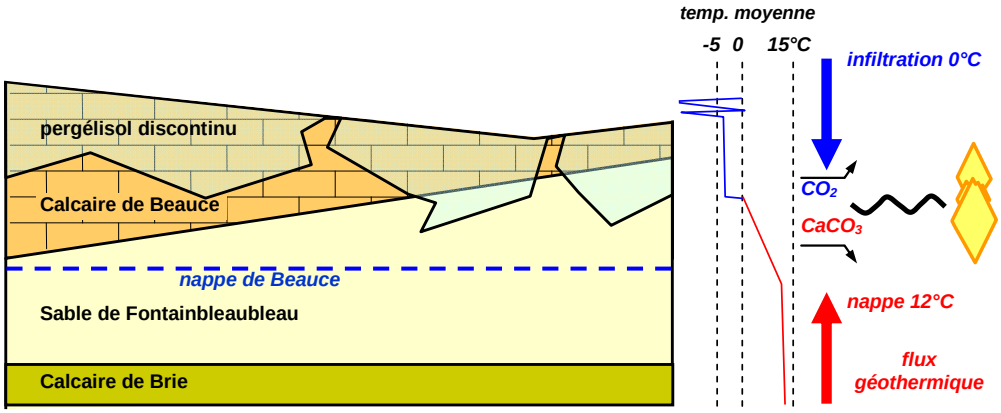


Figure 26 – Schéma du front froid lié à l'installation d'un pergélisol sur le plateau de Beauce pendant les périodes froides du quaternaire. Les contrastes de température sont importants à la base du pergélisol, elles entraînent de forts contrastes des propriétés physico-chimiques entre des eaux d'infiltration et les eaux de nappe.

La composition isotopique des calcites précipitées peut fournir des renseignements sur leurs conditions de précipitation. Néanmoins, les calcites cryogéniques montrent un très large spectre de fractionnement isotopique dans lequel interviennent, outre les facteurs de fractionnement classiques, la vitesse de formation de la glace et l'aération du milieu. Les calcites cryogéniques montrent généralement des valeurs de δ13C qui augmentent en même temps que δ18O diminue. Lors de la congélation, l'équilibre isotopique entre l'eau et la glace conduit à une diminution progressive des valeurs δ18O de l'eau résiduelle non gelée, et qui conditionne de très faibles valeurs δ18O des calcites précipitées (O'Neil, 1968; Jouzel & Souchez, 1882). L'augmentation des valeurs de δ13C montre que le système est fermé et qu'il n'y a pas de réservoir de CO_2. De ce fait les carbonates dissous sont progressivement enrichis en 13C en raison de la précipitation de la calcite. Les rapports sont également sensibles à la vitesse de congélation, à l'aération du milieu, etc.

C'est une piste à suivre pour préciser les conditions de précipitation des Calcites de Fontainebleau et des autres concrétions similaires.

Relations entre calcite et grés

Des cristaux de calcite sont parfois inclus dans des grés siliceux, ils prédatent donc la silicification. Deux coupes présentent ces occurrences : le vallon de Glandelles au sud de Nemours et la Grotte aux Cristaux en forêt de Fontainebleau.

Vallon de Glandelles à Poligny (77)

Des cristallarias de calcite sont associées aux grés quartzites surmontant le Conglomérat de Nemours (Eocène inférieur) et sous le Calcaire de Château-Landon (Eocène supérieur) (Fig. 27). Le grès est à ciment calcaire et siliceux interpénétrés (Fig. 28a). Le ciment siliceux est fait de nourrissage des grains de quartz qui montrent des auréoles et films isopaques tout comme dans les grès de Fontainebleau (Fig. 13 & 14). Le ciment calcaire est constitué de calcite sparitique, certains cristaux sont centimétriques. Les sparites incluent les grains de quartz non nourris et sans corrosion évidente, tout comme dans les Calcites de Fontainebleau. L'affleurement montre des cristallarias de calcite de 2 à 5 cm de diamètre, quelquefois coalescentes, et formant des alignements verticaux suggérant des chemins préférentiels des infiltrations nourricières (Fig. 28b).

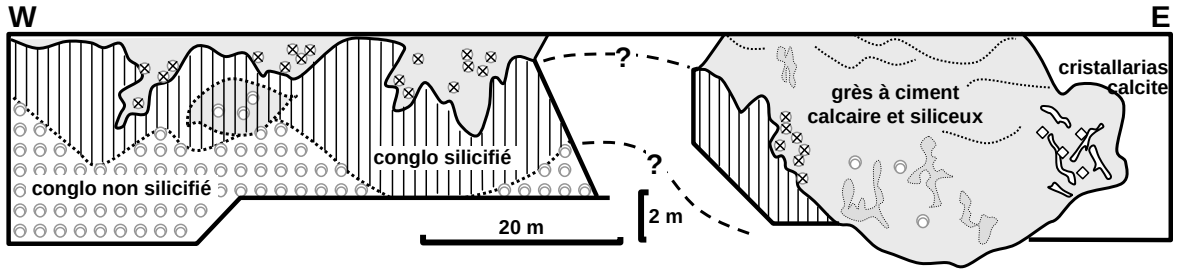


Figure 27 – Coupe de Glandelles. Le Conglomérat de Nemours (Eocène inférieur) forme une paléofalaise fossilisée par des grès. Le grès est à ciments calcaire et siliceux interpénétrés.

Certaines cristallarias sont clairement prises dans le grès siliceux et montrent des rhomboèdres de calcite, en tout point similaires aux Calcites de Fontainebleau. La morphologie est particulièrement spectaculaire quand les calcites sont dissoutes et qu'il ne reste que l'empreinte en creux de la cristallaria, avec le moulage des pointes rhombes (Fig. 28c). Ces cristallarias ont cristallisé "librement" au sein du sable, puis la silicification est venues les mouler. La silicification est postérieure à la précipitation des calcites

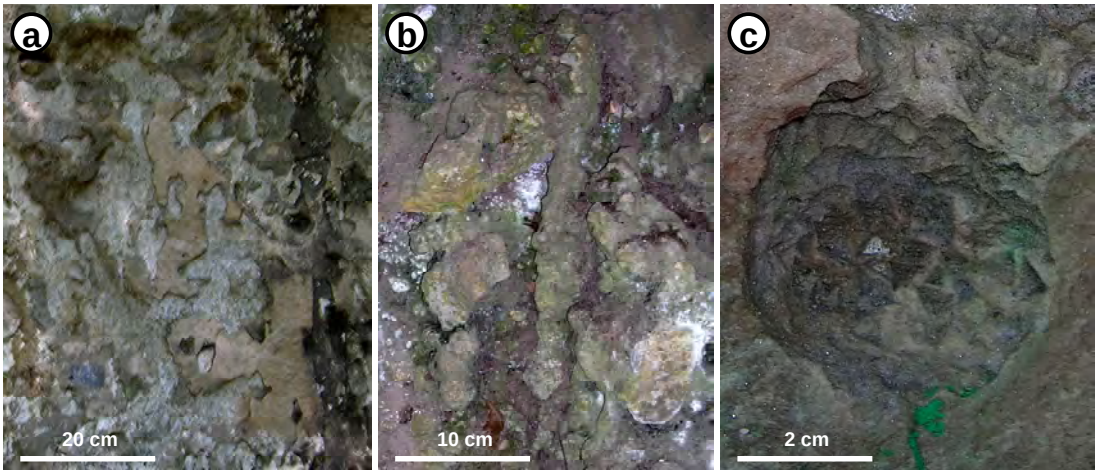


Figure 28 – Grès à cristallarias de calcite de Glandelles. (a) interpénétration de ciments calcaire et siliceux (en relief). (b) cristallarias de calcite dans une structure verticale qui recoupe le grès. (c) empreinte d'une cristallaria de calcite incluse dans le grès à ciment siliceux ; la calcite a été dissoute, subsistent l'empreinte des cristaux qui ont été moulés par la silice.

Ces calcites ont été datées à 300 000 ans par isochrone U-Th construite avec 5 échantillons (Tab. I). La silicification daterait du Riss. Ce résultat montre :

- la silicification est très jeune, et donc relativement rapide ;
- des silicifications du même type que celles de Fontainebleau ont régionalement affecté d'autres formations sableuses que les Sables de Fontainebleau.

Grotte aux Cristaux à Fontainebleau

Des Calcites de Fontainebleau enchâssées et vraisemblablement aussi incluses dans les grès affleurent à la Grotte aux Cristaux en forêt de Fontainebleau. Des cristallarias de calcite (aux arrêtes relativement émoussées par l'altération) apparaissent clairement enchâssées dans une lentille de grés à proximité de la Grotte aux cristaux. Des formes rhombes sont moulées par le banc de grès qui forme la base de la grotte (Fig. 29). Pour assurer et démontrer la relation spatiale il faut pouvoir obtenir une coupe fraiche et faire l'analyse pétrographique détaillée du contact et attaquer les calcites pour déterminer la géométrie du contact.

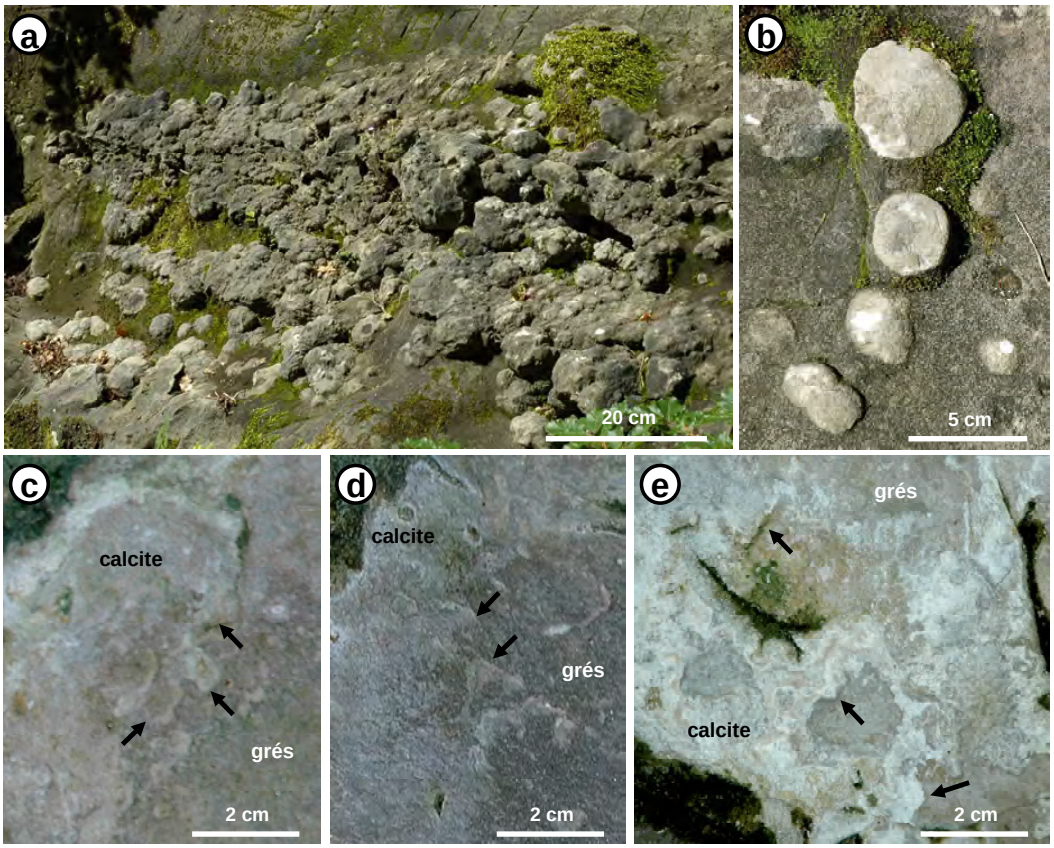


Figure 29 – Relations entre cristallarias de Calcite de Fontainebleau et le Grès de Fontainebleau à la Grotte aux Cristaux. (a) lentille de grès voisine de la Grotte aux Cristaux supportant des cristallarias de calcite enchâssées dans le grès. (b) vue de détail. (c) – (d) –(e) Sommet de la dalle de grès à la base de la Grotte aux Cristaux, le contact entre le grès et les Calcites de Fontainebleau est interpénétré, des formes cristallines se distinguent au sein du grès, suggérant que les calcites sont primaires et ont été incluses dans la silicification du sable.

Deux Calcites de Fontainebleau enchâssées dans le grès ont été datées : l'une provient de la lentille de grès décrite ci-dessus et a donné un âge de 44 000 ans BP, une autre a été prélevée sur le front de taille des anciennes carrières (environ 50 m à l'est de la précédente) et a donné un âge de 33 630 ans BP. Les grès de cette dalle sommitale dateraient de la dernière période glaciaire. Il faut souligner que la dalle de grès de ce secteur montre des formes hydrodynamiques en fuseaux, sans marques d'altération, et peut effectivement correspondre à une dalle relativement jeune.

Silicifications cryogéniques

Dans le modèle de silicification de nappe liée à l'entaille des vallées (Thiry et al, 1988), c'est le mécanisme de précipitation de la silice en arrière des affleurements qui a toujours posé problème. Il avait été proposé que l'eau de la nappe était sursaturée vis à vis du quartz (ce qui est et reste vrai) et que la précipitation du quartz se faisait au voisinage de l'affleurement par un "catalyseur", porté par les eaux d'infiltration chargées en acides organiques qui venaient se mélanger à l'eau de la nappe (Thiry et Maréchal, 2001). Cela n'était qu'hypothèse, mais avait permis de tester par la modélisation les conditions hydrodynamiques et les vitesses de développement des dalles.

Avec la datation des Calcites de Fontainebleau et le calage de la silicification sur les périodes froides, la question de la précipitation de la silice est renouvelée.

Origine de la silicification ?

La solubilité de la silice est thermo dépendante. La silice est plus soluble dans les eaux chaudes que dans les eaux froides (Fig. 30). Entre 12,5 et 0°C, la solubilité du quartz baisse de 4.05 à 1.75 ppm de SiO_2, c'est à dire de plus de la moitié. C'est là un puissant mécanisme de précipitation.

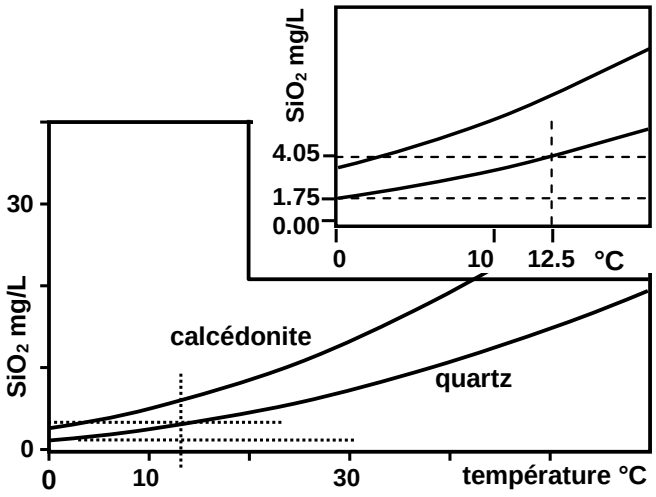


Figure 30 – Solubilité du quartz en fonction de la température. La solubilité de la silice décroit relativement rapidement avec l'abaissement de la température

Si la chute de température est rapide la silice "libérée" de sera pas "consommée" par la croissance du quartz, car celui-ci a une cinétique de croissance cristalline très lente. Il y aura forte sursaturation de l'eau en silice et précipitation de silice amorphe. Ces sursaturations peuvent être à l'origine des auréoles isopaques qui ne correspondant pas à de la croissance cristalline, mais à des dépôts de silice cryptocristalline, voire amorphe (voir § pétrographie des grès), et qui ultérieurement ont recristallisé en quartz (Thiry et Maréchal, 2001). La précipitation relativement rapide de la silice sous l'effet d'un abaissement brutal de la température permet d'expliquer ces alternances.

Ainsi les séquences de cimentation des grès, avec auréoles de nourrissage des quartz suivies de dépôts isopaques de silice, observées dans les enveloppes concentriques des lentilles de grès, correspondraient à des fluctuations de température, ou du moins à des fluctuations du gradient de température le long de l'écoulement de la nappe (Fig. 31). Quand le gradient de température est relativement étalé, l'abaissement de la solubilité de la silice est progressif et les sursaturations en Si restent faibles et nourrissent les grains de quartz. Quand le gradient de température est élevé, l'abaissement de la température est rapide, entraînant de fortes sursaturations en silice, à l'origine de dépôts de silice amorphe ou mal cristallisée.

Les séquences de dépôts de silice traduiraient des fluctuations climatiques, avec enfoncement ou remontée du front du permafrost. La durée de ces cycles mérite d'être questionnée.

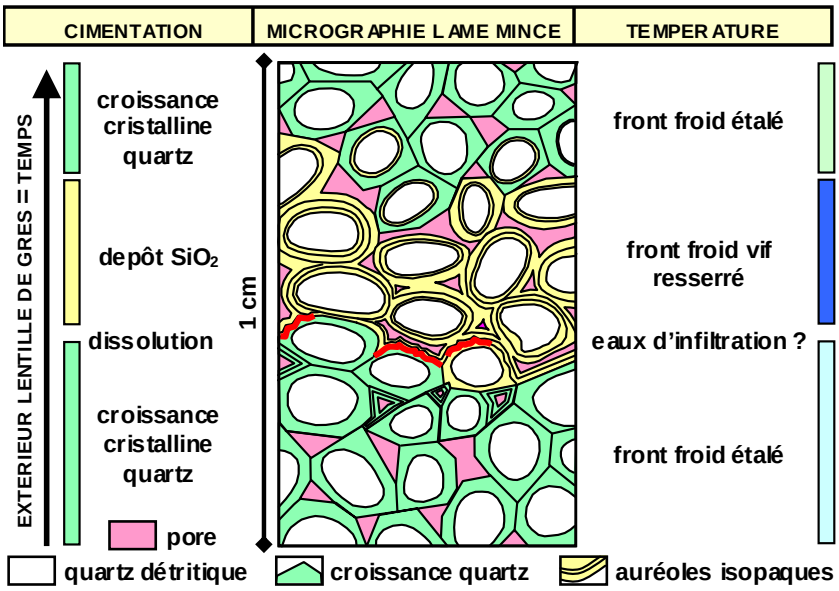


Figure 31 – Les séquences de silicification traduiraient des variations du gradient thermique le long de l'écoulement de la nappe nourricière et pourraient être liées à des variations climatiques

Formation concomitante des calcites et de la silicification

Les datations permettent d'entrevoir un mécanisme géochimique général et cohérent pour l'ensemble des faciès d'altération observés dans les sables de Fontainebleau (Fig. 32) :

(1) la silice précipite par refroidissement de l'eau de nappe au contact des sols gelés ;

(2) les Calcites de Fontainebleau précipitent par réchauffement de l'eau d'infiltration au contact avec la nappe ;

(3) des sols riches en matière organique sont favorisés par les périodes froides et génèrent des eaux d'infiltration acides et chelatantes à l'origine du blanchiment des sables à proximité des affleurements.

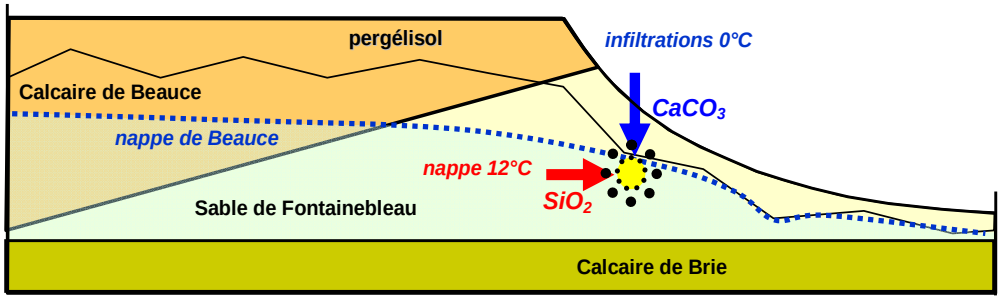


Figure 32 –Schéma de la configuration hydrologique et thermique de l'escarpement de Beauce pendant les périodes froides du Quaternaire. L'interface entre le permafrost et la nappe permet d'envisager la précipitation concomitante des Calcites de Fontainebleau et la silicification des sables.

Ce modèle de silicification pendant les périodes froides ne diffère du modèle de nappe proposé précédemment (Thiry *et al.*, 1988) que par le mécanisme de la précipitation de la silice. Il aboutit à la même distribution des dalles de grès : limitée aux bordures de plateau 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 (enfoncement) du pergélisol et donc liées à l'intensité et à la durée de la période froide.

Extension des phénomènes et prospective

Des sables blancs avec silicification et cristallarias de calcite sont connus dans diverses formations géologiques de l'Europe du nord-ouest. Même si le caractère "cryogénique" de ces faciès n'est pas démontré il est intéressant d'en faire l'inventaire et de réfléchir s'ils correspondent effectivement une empreinte des climats périglaciaires et constitueraient de ce fait des indicateurs de la profondeur atteinte par les permafrosts en complément aux indications fournies par les calcites cryogéniques des karsts (Richter *et al.*, 2010 ; Zak *et al.*, 2012).

Sables blancs, grès et cryocalcites

Bassin de Paris

Les sables blancs sont communs dans toutes les formations sableuses du Tertiaire du Bassin de Paris. Ils sont la règle sur la bordure orientale du Bassin de Paris, alors que sur la bordure occidentale les sables sont généralement de faciès glauconieux. Classiquement ces faciès blancs ont été rapportés à des équivalents littoraux et continentaux des faciès glauconieux (Farchard, 1936 ; Jodot, 1941 ; Feugueur, 1963 ; Pomerol, 1965, 1973) et ont donné lieu à diverses dénominations de formation : au Thanétien, Sables de Bracheux glauconieux et sables blancs de Rilly et de Berru ; au Cuisien, Sables de Cuise glauconieux et sables blancs et grès de Belleu et du Soissonnais ; à l'Auversien, Sables d'Auvers glauconieux et sables blancs de faciès de Beauchamps, Ermenonville et de Fleurines ; enfin au Stampien, les sables glauconieux du synclinal de la Seine et les sables blancs, voire ferrugineux, sur toutes les buttes résiduelles de la Brie et sur l'escarpement du Plateau de Beauce. Tous ces faciès sableux blancs présentent des lentilles de grès quartzite qui montrent souvent des figures d'enveloppes silicifiées concentriques comme celles décrites dans les Grès de Fontainebleau. Par ailleurs, ces grès montrent des silicifications par croissance automorphes des grains de quartz qui alternent avec des dépôts isopaques de silice tout comme ceux discutés précédemment pour les Sables de Fontainebleau.

Nombre de ces sables blancs renferment des cristallarias de calcite et des concrétions ovoïdes de calcite, c'est le cas des sables thanétiens et cuisiens du Laonnais et elles sont (ou ont été) particulièrement abondantes dans les sables auversiens de faciès Fleurines exploités en Soissonnais.

Ces sables blancs présentent tous la même disposition morphostructurale que les Sables de Fontainebleau : ils forment un escarpement sableux sous les plateaux calcaires et forment un aquifère majeur sous ces plateaux (Fig. 33). Ils ont potentiellement été le siège des mêmes évolutions récentes que les sables de Fontainebleau : lessivage par la nappe au droit des zones de décharge et évolutions périglaciaires.

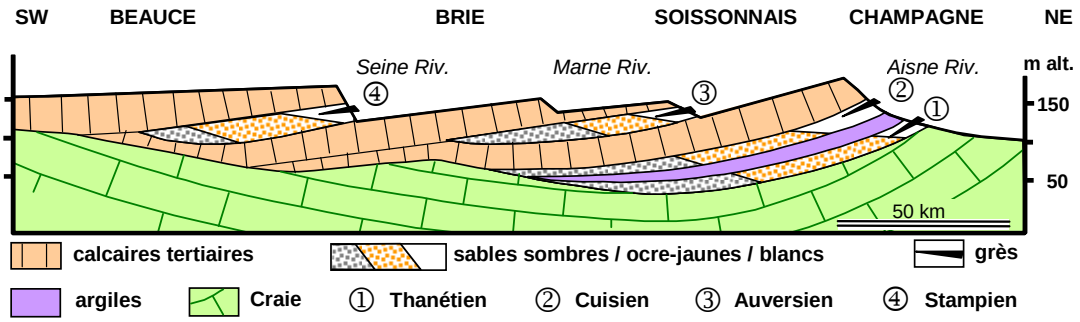


Figure 33 - Schéma simplifié de la disposition des principales formations sableuses du Bassin de Paris. Les sables contiennent des nappes qui s'écoulent vers les vallées et les escarpements qui les délimitent, c'est dans ces zones d'affleurement que sont connus les faciès sableux blancs et les grès en dalles.

Il convient de rattacher à ces sables blancs à dalles de grès du Tertiaire du Bassin de Paris différents faciès des sables du Cénomanien de la bordure sud-ouest du Bassin de Paris qui présentent souvent des facies blancs et des dalles de grès superposées comme en Anjou et dans le Perche.

Au-delà du Bassin de Paris

En Périgord-Quercy, les sables cénomaniens, et particulièrement ceux des paléokarsts à phosphorites, sont souvent altérés et blanchis et contiennent des lentilles de grès au formes contournées (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1997). Certaines poches de sable blanc contiennent aussi des cristaux de calcite similaires à celles de Fontainebleau (Löffler, 1999).

Se pose aussi la question des faciès de sables blancs et grès des sables du Crétacé moyen du sud-est de la France (Gard et Vaucluse). Ces faciès ont été interprétés comme altérés avant leur recouvrement au Crétacé supérieur (Parron, 1975 ; Parron *et al.*, 1976 ; Parron & Triat, 1977 ; Triat, 1982 ; Guendon *et al.*, 1983). La disposition des sables blancs et des ocres est bien sécante sur la stratification des sables glauconieux primaires, mais cette géométrie est mal connue et limitée aux données d'affleurement. Il conviendrait de réexaminer cette question et voir si ce ne sont pas les morphologies actuelles qui guident la distribution des faciès.

En Belgique, des sables blancs avec lentilles de grès existent dans des formations tertiaires. Dans le Bassin de Londres existent des dalles de grès résiduelles, disjointes de manière aléatoire, et qui ont été utilisées par les hommes préhistoriques (Stonehenge et autres). Ces grès, appelés sarsens, ont été attribués à des silcretes de nappe (Ullyott *et al.*, 1998), mais aucune datation de la silicification ne peut être argumentée pour ces silicifications résiduelles.

En Allemagne, les sables miocènes et oligocènes du fossé du Rhin inférieur et de la Hesse, montrent des sables blancs avec des dalles de grès (Wopfner, 1983 ; Mengwasser, 1986 ; Demoulin, 1990 ; Götze & Walther, 1995). Les sables miocènes à couches de lignite du fossé de la Hesse sont les plus spectaculaires. La disposition morphostructurale des ces formations mériterait d'être examinée. Par ailleurs, des poches de sables blancs crétacés dans les calcaires dévoniens de Langen Riecke près de Brilon (Sauerland, Nordrhein-Westfalen, Allemagne) contiennent des "sandcalciten" similaires aux calcites de Fontainebleau (Dechen, 1856 ; Delkelskamp, 1903 ; Löffler, 2012). Ces calcites n'ont pas été datées, mais dans ce secteur existent des karsts avec des calcarénites formées de microsphérule et de petits rhomboèdres automorphes considérés comme des cryocalcites et qui ont été datés des deux dernières périodes glaciaires (Richter *et al.*, 2011 ; Zak *et al.*, 2012).

Les silicifications de la "Teufelsmauer" dans le bassin crétacé en bordure du Harz méritent aussi d'être mentionnées. Les sables blancs crétacés présentent un gigantesque mur de grès-quartzite, alors que les sables sont disposés horizontalement à proximité. Cette disposition interpelle et pose la question de la présence d'une flexure ou faille. Par ailleurs, le ciment du grès-quartzite présente des auréoles de nourrissage du quartz entrecoupées de films et d'auréoles de quartz microcristallin et d'opale (Waldmann 2006 ; Haddad *et al.* 2006, Worden *et al.* 2012), similaires à celles des Grès de Fontainebleau. Le grès-quartzite est interprété comme une silicification de diagénèse d'enfouissement, mais interpelle par sa très forte porosité initiale. Et si la silicification s'était faites au voisinage de l'affleurement, le long d'une zone de remontée d'eau (faille ?) pendant les périodes froides récentes ? Cela expliquerait la structure verticale et la pétrographie du ciment quartzitique "non conventionnelle" pour une cimentation d'enfouissement.

Enfin au Maroc, au pied du Moyen Atlas, les formations du Jbel Ghassoul d'âge Miocène montrent toute une variété de silicifications : silicification de calcaire, de gypse, d'argilites, avec des formes en gogotte et des enveloppes successives caractéristiques. Ces silicifications sont limitées à la zone d'affleurement, aux premiers 20-40 m en arrière des affleurements, et

disparaissent systématiquement dans les galeries d'exploitation qui recoupent ces formations sur plusieurs niveaux (Thiry & Ben Brahim, 2012). Malgré l'étroitesse de la zone à silicifications, celles-ci représentent des volumes considérables et se font dans des matériaux très hétérogènes, qui s'apparentent à des structures cryogéniques. Les ciments des faciès sableux et les cristallisations dans les fentes montrent des nourrissages de quartz entrecoupés par des films d'opale et de silice cryptocristalline.

Silicifications des calcaires lacustres

Les silicifications sont abondantes dans toutes les formations calcaires lacustres tertiaires des bassins français, mais aussi dans les bassins tertiaires européens. L'interprétation de ces silicifications est toute empreinte des premières explorations géologiques coloniales qui ont révélées l'étendue de plateaux silicifiés en Australie (Woolnough , 1927), dans le désert de Namibie (Kaiser, 1928), et les expériences nord-africaines et sahariennes des géologues français (Auzel & Cailleux, 1949). Les interprétations faisaient appel à une concentration de la silice dans des milieux évaporitiques, syn- ou postsédimentaires (Elouard & Millot, 1959 ; Millot, 1964).

Ces idées ont été reprises par les géologues, et le modèle des silicifications des Hamadas du sud-est marocain a été appliqué aux meulières du Bassin de Paris (Alimen & Deicha, 1959). Il était aussi entendu que les calcaires lacustres (dépourvus de fossiles et de grains détritiques) avaient été déposés dans des milieux très chimiques et évaporitiques, ainsi que la silice associée. Les silicifications étaient donc considérées comme synsédimentaires et témoignaient, tout comme les calcaires, de climats chauds et secs. Les meulières qui couronnent les plateaux calcaires du Bassin de Paris étaient interprétées dans le même sens, dépôts de silice "évaporitique" type hamadienne, puis dissolution du calcaire (Auzel, 1931 ; Alimen & Deicha, 1959). La mise en évidence de l'importance des écoulements de nappe dans le développement des silicifications hamadiennes a remis en cause le modèle proposé (Conrad, 1969, Thiry & Ben Brahim, 1997).

Depuis, la reconnaissance des écoulements de nappe pour le développement des Grès de Fontainebleau (Thiry *et al.*, 1988) a conduit à reposer la question de la silicification des calcaires lacustres. Ces silicifications sont quasi exclusivement formées de quartz et deux types peuvent y être distingués (Ribet, 1990) :

(1) des vides remplis par des cristallisations géodiques de quartz ;
(2) des épigénies de la matrice calcaire par du quartz microcristallin avec préservations des structures primaires.

Ces épigénies sont directement connectées avec les vides à remplissages de quartz et il y a relation systématique de la silicification avec la porosité. Comme les calcaires sont dépourvus de silice et de silicates, la silice a due être introduite dans la formation par des écoulements de nappe. Ceci explique la relation entre la silicification et la porosité, et en raison de la faible solubilité de la silice ce sont des volumes importants d'eau qui ont été nécessaires. Une modélisation géochimique couplée au transport et prenant en compte les cinétiques de précipitation du quartz prédit que la silicification a pu se mettre en place en 10 000 à 100 000 ans (Thiry & Ribet, 1999).

Cette condition d'apport de silice par des nappes exclu que les silicifications puisent être précoces, car il n'est pas possible d'établir des flux importants d'eau à travers les formations quand celles-ci sont en position de bassin. Pour satisfaire la condition de flux il faut que les formations soient entaillées pour permettre les écoulements de nappe. Pour le Plateau de Beauce et de Brie cette incision est Plio-Quaternaire, par conséquent les silicifications sont récentes, et les mécanismes rejoignent ceux de la silicification des Grès de Fontainebleau.

Dans ce modèle de silicification des calcaires par des écoulements de nappe, le mécanisme géochimique de précipitation de la silice posait le même problème que pour les Grès de Fontainebleau. L'intervention du froid, lié au permafrost, permet d'envisager le mécanisme de

précipitation du quartz. La datation des quartz par ESR et la datation 14C des calcites qui remplissent les vides résiduels fourniraient vraisemblablement des arguments.

Si cette hypothèse de silicification cryogénique des calcaires du Bassin de Paris s'avérait confirmée, c'est l'interprétation sédimentologique et environnementale de ces calcaires qui serait à revoir et elle donnerait un éclairage nouveau pour l'évolution morphostructurale du Basin de Paris pendant le Plio-Quaternaire. En effet, il est établi que les meulières qui jalonnent tous les plateaux morphostructuraux du Bassin de Paris sont bien d'âge Plio-Quaternaire, puisqu'elles ne s'étendent pas sous les Sables de Fontainebleau (Ménillet, 1988) et qu'elles résultent d'altérations intenses qui ne se limitent pas à la dissolution des calcaires, mais s'accompagne d'une resilicification des calcaires silicifiés (Ménillet, 1988 ; Thiry, 1999). Le mécanisme géochimique de précipitation de la silice n'était pas clair, d'autant plus qu'on ne pouvait pas faire appel à une concentration par évaporation lors des périodes de formation. L'altération des argiles associées pouvait fournir la silice, mais il fallait aussi la précipiter. La précipitation de la silice par le froid est une hypothèse à tester et à démontrer, elle pourrait intervenir à la base d'un permafrost comme dans le cas des Grès de Fontainebleau, mais il faut aussi envisager qu'elle intervienne dans la zone supérieure dégelée au-dessus du permafrost profond.

Epilogue

Le réexamen des différents faciès des Sables de Fontainebleau pose de manière encore plus évidente la question : "que reste-t-il des faciès sédimentaires initiaux ?". A l'évidence beaucoup de choses ont été altérées, sinon complètement effacées, l'analyse sédimentologique, les reconstructions paléogéographiques, et même les corrélations stratigraphiques paraissent avoir perdu nombre des arguments avancés avant cette revue critique. Mais, la connaissance des phénomènes de surface, la reconnaissance des phénomènes périglaciaires, la mise en place des morphologies et des paysages y ont largement gagné.

La reconnaissance de ces faciès secondaires va bien au-delà des Sables de Fontainebleau, c'est sur l'ensemble du Bassin de Paris et toute l'Europe du nord-ouest que ces questions doivent êtres examinées. Dans le Bassin de Paris, la surface et le volume que représenteraient ces formations périglaciaires sont considérables (Fig. 34). Sûr que l'acquisition de données nouvelles, en particulier la multiplication des datations et des approches paléoenvironnementales par les isotopes stables va affiner cette problématique et soulever de nouvelles questions. C'est un challenge à saisir, il concerne directement le Z100, les 100 premiers mètres de terrains dont dépendent nos infrastructures et dont l'équipement s'avère être un défit pour pourvoir aux besoins et au bien-être d'une population de plus en plus dense.

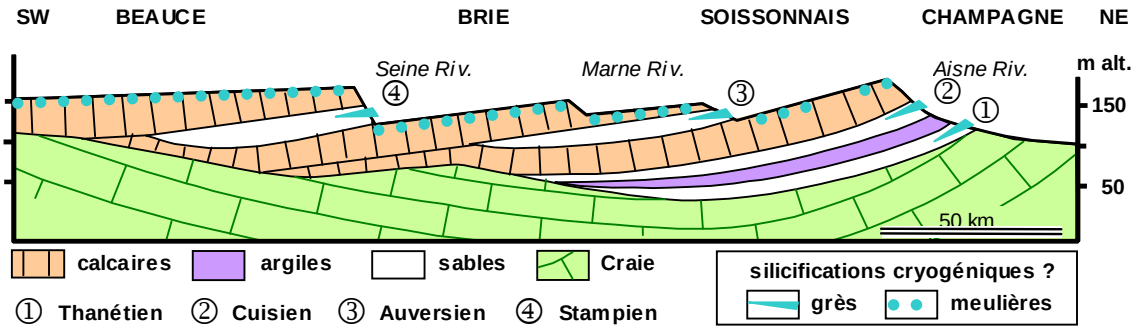


Figure 34 - Schéma prospectif montrant l'importance que représenteraient les phénomènes cryogéniques dans le cas où cette hypothèse s'avérait démontrée.

SECONDE PARTIE – LES SITES VISITÉS

Darvault (77), carrière du Bois de l'Abbesse

coordonnées N 48.2721° - E 02.7510° (accès ouvert)

La carrière a été en exploitation jusqu'au début des années 1960. L'exploitation a débuté à partir de la zone d'affleurement des grès et des sables, puis s'est étendu sous la couverture du calcaire d'Etampes. La carrière est formée de sables blancs qui ont été exploités pour la verrerie et montre jusqu'à 4 niveaux superposés de lentilles de grès (Fig. 35).

Figure 35 – Vues d'ensemble de la carrière de l'Abbesse (Darvault, 77). (a) vue vers le sud. (b) vue vers l'est. On y distingue 3 à 4 niveaux de grès superposés (flèches). Photos Monique Berger, Ecole des Mines de Paris.

Les lentilles de grès montrent des morphologies variées. Certaines dalles sont d'épaisseur régulière et d'extension décamétrique (Fig. 36a), d'autres se présentent comme des lentilles irrégulières, plus isométriques, et se composent de fuseaux gréseux agglomérés qui pointent vers la vallée adjacente à la carrière (Fig. 36b & 36c). Dans cette carrière les fuseaux sont remarquables par leurs directions courbes, elles enveloppent les premiers fuseaux formés et souvent se relèvent vers l'aval, évoquant des écoulements qui remontaient vers la surface.

Figure 36 – Morphologies des lentilles de grès, carrière du Bois de l'Abbesse (Darvault, 77). (a) dalle supérieure lenticulaire, peu épaisse, sa disposition correspond bien à l'image qu'on peut se faire d'un niveau de grès lié à un niveau de nappe. (b) et (c) lentilles gréseuses correspondant à des fuseaux agglomérés ; les fuseaux pointent vers la vallée qui se situe au nord de l'escarpement formé par les sable. Photos Monique Berger, Ecole des Mines de Paris.

Certaine lentilles de grès montrent clairement un aspect botryoïdal ou en "pelures" d'oignon (Fig. 37a), correspondant à des feuillets successifs qui se recouvrent et qui suggèrent une croissance centrifuge des corps silicifiés par adjonction de couches silicifiées successives d'épaisseur centimétrique. La silicification a progressé autour d'un cœur par cimentation de couches qui se recouvrent de manière discordante.

Enfin certaines lentilles de grès montrent des fractures à remplissage ferrugineux (Fig. 37b). Dans les affleurements encore enchâssés dans le sable on peut voir que ces remplissages sont formés de matériaux sableux noirs, riches en matière organique, ils correspondent selon toute vraisemblance à des infiltrations depuis les sols podzoliques qui surmontaient l'affleurement initial et les concrétionnements ferrugineux s'apparentent à des indurations du type alios liées à ces sols.

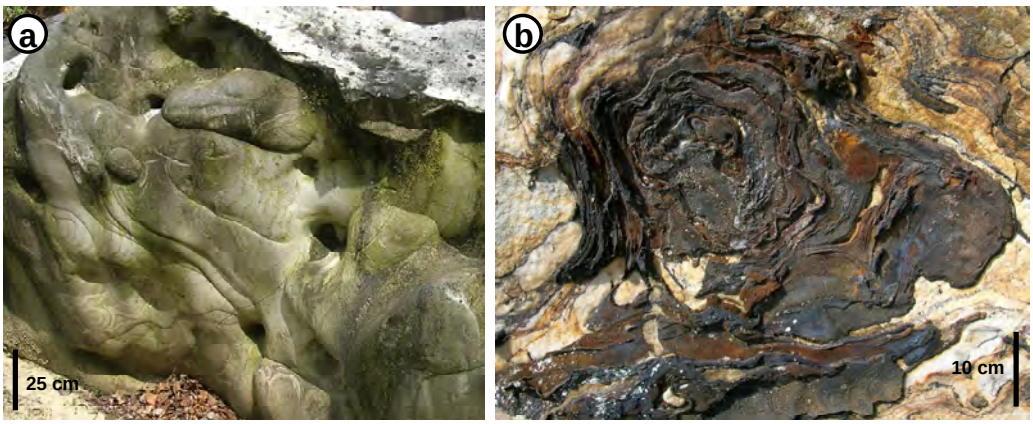


Figure 37 – Carrière du Bois de l'Abbesse (Darvault, 77). (a) lentille de grès montrant des morphologies botryoïdales ou en "pelures d'oignon" (face inférieure). Ces figures résultent de couches silicifiées successives et montrent une croissance centrifuge de la silicification. (b) concrétionnements ferrugineux dans une fracture de grès. Les structures en creux étaient occupées par du matériel sableux noir de type sol podzolique. Photos Monique Berger, Ecole des Mines de Paris.

Darvault (77), carrière du Château

coordonnées N 48.2696° - E 02.7410° (propriété privée, accès soumis à autorisation)

Description

La carrière du Château est une ancienne exploitation qui a été arrêtée peu après la première guerre mondiale. On accède à la carrière par un tunnel creusé sous une dalle de grès massif. Le tunnel correspond à d'anciennes exploitations souterraines de sables blancs. Les exploitations souterraines évitaient de faire une découverte des terrains morts, et surtout donnaient accès à des sables très purs, protégés des infiltrations ferrugineuses de la surface. Plusieurs exploitations de ce type sont connues dans la région de Nemours, celle des Gondonnières (Larchant, 77) s'étendaient à plus de 250 m sous le plateau calcaire.

La carrière du Château est spectaculaire par la dalle de grès très épaisse avec des structures pseudokarstiques de dissolution par les eaux d'infiltration (Fig. 38a). Le sommet de la dalle est complètement troué, vers la base les conduits sont moins importants, plus réguliers et verticaux (Fig. 38b). La dissolution a éventuellement été initiée par la présence de nodules calcaires au sein de la dalle de grès. C'est à partir des ces dissolutions que des interconnexions ce seraient faites, puis les conduits formés. Des cavités allongées horizontalement s'intercalent dans ces morphologies pseudokarstiques (Fig. 38c), elles correspondent probablement à des passées pas ou moins cimentées de la dalle de grès initiale. Les morphologies arrondies et contournées de certaines de ces cavités sont semblables aux morphologies primaires connues dans les grès en carrière, mais on ne peut exclure qu'elles n'aient pas été façonnées par les écoulements de l'eau d'infiltration au sein de ces cavités.

Ces structures de dissolutions sont bien développées dans la partie centrale de la carrière, elles sont beaucoup moins développées et même absentes dans le fond de la carrière sous couverture calcaire.

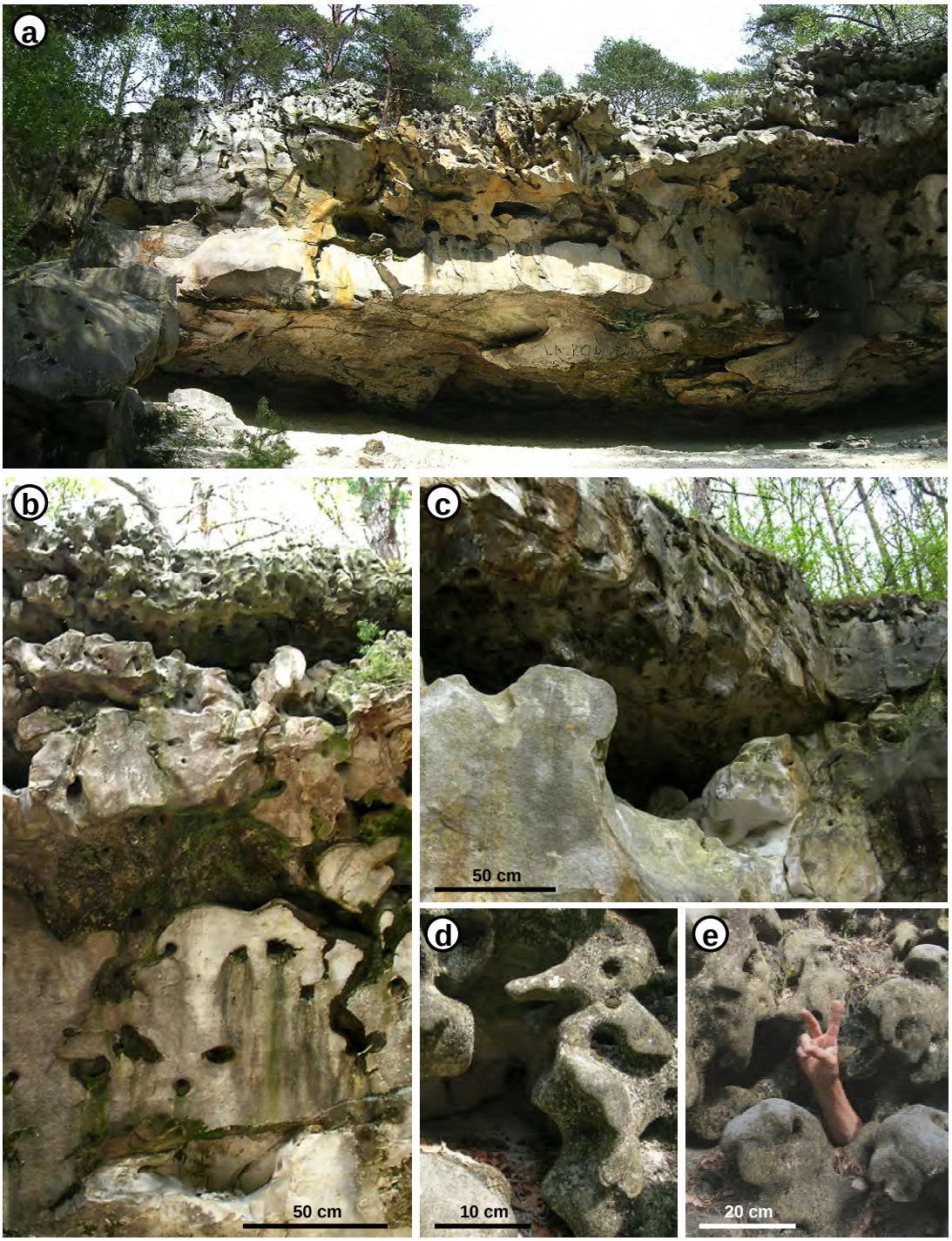


Figure 38 – Morphologies pseudokarstiques de dissolution de la dalle de grès, carrière du Château (Darvault, 77). (a) vue d'ensemble de la dalle de grès. Noter l'aspect "roche éponge" de la partie supérieure et les morphologies ondulées de la face inférieure similaires aux morphologies contournées des lentilles de grès en carrière. (b) profil vertical des morphologies pseudokarstiques, avec des morphologies caverneuses en tête qui passent progressivement à des conduits à forte composante verticale vers le bas. (c) "caverne" à allongement horizontal au sein de la dalle, correspondant vraisemblablement à une passée non ou moins silicifiée au sein de la dalle initiale. (d & e) fantaisies lithiques. Photos Monique Berger, Ecole des Mines de Paris.

La face inférieure de la dalle de grès du souterrain montre des formes globuleuses "collées" au toit de la galerie. Ce sont des amas calcaires formés par des concrétions et des cristallarias de petits rhomboèdres de calcite. La disposition des amas ne permet pas de dire s'ils sont attachés à la base de la dalle de grès ou s'ils y sont enchâssés. Dans la situation actuelle, avec infiltrations d'eau et courant d'air dans le passage, ces amas calcaires se dissolvent comme le montre les vides qui se forment à leur pourtour et surtout les blocs effondrés récemment sur les talus sableux bordiers. Ces cristallarias n'ont pas fait l'objet de datation. D'autres cristallarias peuvent être trouvées occasionnellement dans les déblais des anciens travaux. L'une d'entres-elles à rhomboèdres enchevêtrés a été datée à 49 000 ± 3 000 BP par 14C (échantillon 8931, Fig. 25d).

Darvault au rythme des carrières

Les carrières de grès et de sables sont très anciennes sur le territoire de Darvault. Un acte enregistré en 1791 mentionne déjà plusieurs carrières en exploitation (le décret royal de fondation de la verrerie de Bagneaux date de 1751). Toutes les ressources du Stampien ont été exploitées : les sables blancs pour la verrerie, les grès pour les pavés et le calcaire pour la chaux. Toute la colline est percée de carrières à ciel ouvert ainsi que de nombreuses carrières souterraines avec un vaste réseau de galeries toujours accessibles (mais murées par sécurité et pour la protection des chauves-souris). La sablière du Bois de l'Abbesse n'a été ouverte qu'après la dernière guerre. Par contre, la carrière du Château a perdu beaucoup de son activité avec le début de la guerre de 14-18. Elle n'a pas, ou plus guère, été exploitée après la guerre et elle a définitivement été fermée en 1930.

Une main-d'œuvre importante était affectée à ces carrières. Deux lignes ferrées ont été établies en 1891 pour conduire les matériaux extraits au port de Fromonville sur le Canal du Loing. L'une des voies traversait le parc du château. Les voies ont été réquisitionnées et démontées en 1914 pour équiper le front de la Marne.

A la création des communes sous la Révolution, Darvault était composé de 2 hameaux distincts Darvault et la Baraude (barre haute ??) qui étaient rattachés à la commune de Fromonville. A partir des années 1880 s'est engagée une lutte pour obtenir l'érection de Darvault en commune. Le statut communal a été acquis en 1914, le territoire délimité comprenait une bande de terrain le long du chemin dénommé Rue des Morts pour préserver l'accès au Canal du Loing. Le chemin était dénommé ainsi car il menait à l'église et au cimetière de Fromonville, l'église de Darvault n'ayant été construite qu'en 1936.

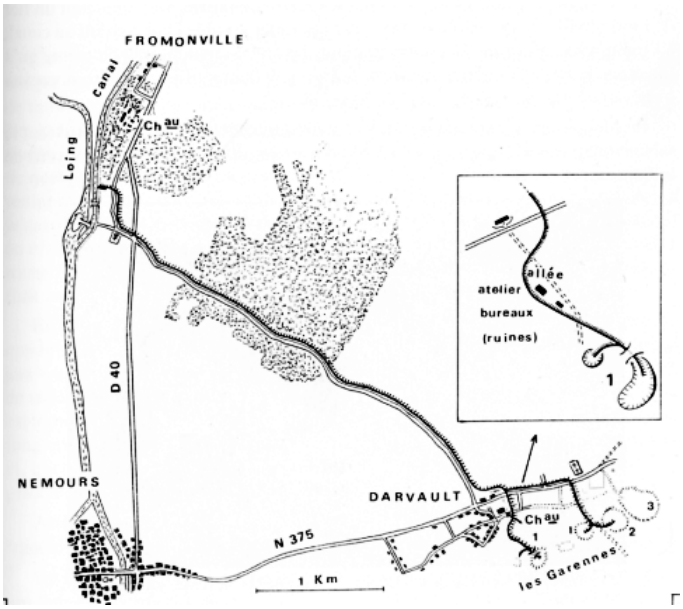


Figure 39 - Plan de la ligne de chemin de fer à voie étroite qui reliait les carrières de Darvault au port de Fromonville sur le canal du Loing.

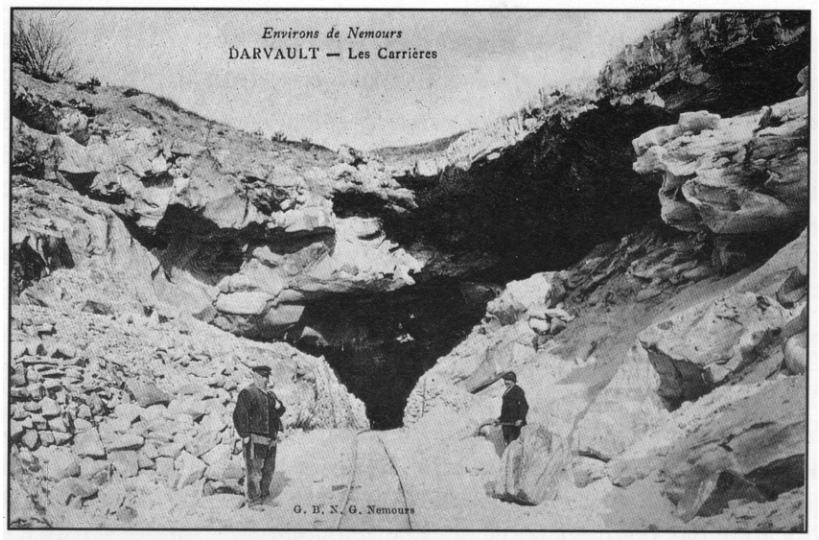


Figure 40 - Carrière du Château, sortie de la carrière, avec voie ferrée sous la dalle de grès. Extrait de Chaintreau (1989).

Figure 41 - Carrière du Château - Vue générale qui montre bien les dalles superposées et les morphologies de dissolution au sommet de la dalle supérieure. Noter aussi l'amoncellement de stocks importants de pavés. Ce stock traduit probablement la difficulté d'écouler les grès. Extrait de Chaintreau (1989).

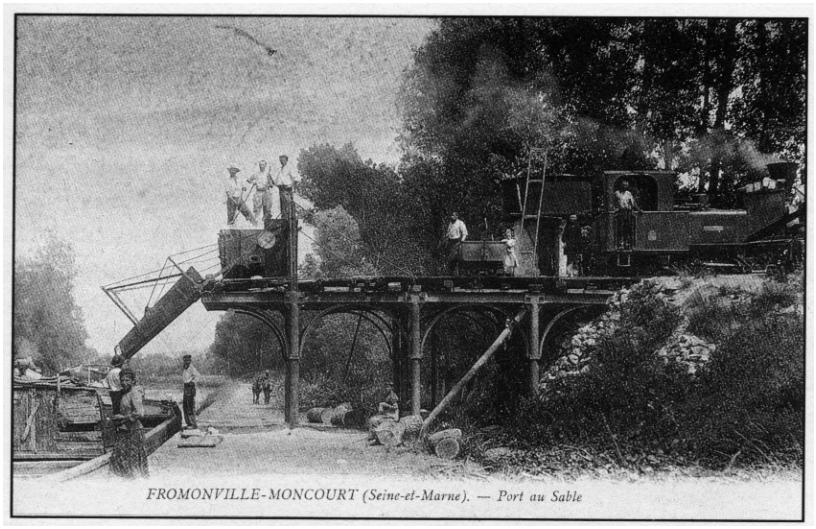


Figure 42 - Déchargement de wagonnet de sable au port de Fromonville. Extrait de Chaintreau (1989).

Centenaire de l'excursion de la Société géologique de France

L'après-midi, les membres de la Société, guidés par l'un des propriétaires exploitants, ont gagné en voiture les carrières de Darvault, situées à 3 km. à l'Est de Nemours, sur la commune de Fromonville. Au-dessus d'une petite avenue qui fait face à l'ancien château, on monte dans un terrain boisé pour arriver brusquement, devant l'entrée de la carrière, qui se présente comme une grotte profonde à la base d'un escarpement gréseux. La masse de grès n'a pas moins de 5 à 6 m. et le sable est déblayé au-dessous sur 4 à 5 m., ménageant un tunnel qui n'a pas moins de 150 m. de longueur et qui débouche dans une très vaste excavation à ciel ouvert, qui est la sablière proprement dite.

Ce tunnel permet de voir avec détails, la base de la table gréseuse, son concrétionnement irrégulier, les cavités, les apophyses, les contacts immédiats du sable et du grès qui sont de grains identiques, mais seulement délimités par l'agglutination.

L'excavation qui peut avoir 300 m. de long sur 80 de largeur et 30 de hauteur, donne une coupe très complète, avec des particularités importantes.

Quelques coups de pioche font découvrir que l'exploitation s'arrête à la base sur une couche de calcaire marneux, blanchâtre analogue au Calcaire de Beauce, mais qui est ici au milieu de la formation des Sables de Fontainebleau ; c'est le Calcaire de Darvault, que sa faune avec *Cyclostoma*, *Limnæa* et *Planorbis*, relie au Calcaire de Beauce inférieur.

Dans la partie meuble des sables de la carrière, on remarque des couches à stratification entrecroisée, des tubulures d'Annélides, des traces d'anciennes racines, enfin tous les caractères qui précisent les sables des dunes, l'action du vent, le classement des éléments et leur reprise en lits obliques. M. Dollot en a pris d'intéressantes photographies.

Les grès apparaissent très irréguliers, très épais, au Nord de la carrière ; ils diminuent et vont disparaissant vers le Sud ; leur surface est extrêmement irrégulière, c'est l'image d'une mer houleuse qui aurait été brusquement congelée ; toutes les inégalités sont nivelées par un sable blanc qui devient grisâtre et calcareux vers le haut, variant de 1 m. 50 à 1 m. 80 d'épaisseur, et qui renferme quelques fossiles, principalement *Ostrea cyathula*, variété de taille moyenne, souvent bivalve. Ce sable passe à un calcaire gréseux, blanchâtre, qui contient en abondance *Potamides conjunctus* et quelques autres fossiles de l'horizon d'Ormoy (Oligocène supérieur, étage kasselien). Par continuité, les lits deviennent entièrement calcaires dans le haut, et le calcaire d'Étampes, (Calcaire de Beauce inférieur), se présente avec sa faunule habituelle : *Cyclostoma antiquum*, *Limnæa fabula*, *Planorbis corna*.

La coupe se complète par des lits jaunes et grisâtres de calcaires fendillés, sur une épaisseur de 4 à 5 mètres ; le limon est insignifiant.

Toutes ces couches sont en stratification continue, et il ne paraît pas facile d'y tracer quelque subdivision naturelle.

Quittant cette carrière sans avoir pu en épuiser l'intérêt, nous nous sommes rendus sur l'ancien chemin qui monte de Darvault au plateau, pour y examiner la position du calcaire lacustre, inférieur. Tout le village de Darvault, à l'altitude de 95 à 105 m., est dans les sables ; mais au second lacet du chemin montant, on trouve l'horizon du calcaire lacustre sur 1 m. 50 à 2 m. d'épaisseur, formant une barre bien marquée ; les Sables de Fontainebleau reprenant au-dessus.

Figure 43 – Reproduction du compte-rendu de l'excursion de la Société géologique de France à Darvault.

Dollfus G.-F., 1913, Excursion de la Société géologique de France à Darvault, près Nemours, le 20 juin 1913. Bull. Soc. géol. Fr., (4) 13, p. 432-436.

Larchant (77), carrière de Bonnevault

coordonnées N 48.2718° - E 02.6028° (exploitant SIBELCO)

Situation

L'exploitation de la carrière de Bonnevault a débuté à la fin des années 1970. Un plan a long terme et des installations conséquentes ont été mis en place au cours des années 1980. Depuis la carrière s'est régulièrement étendue sous le plateau de Beauce avec une couverture calcaire allant en augmentant d'épaisseur (Fig. 44).

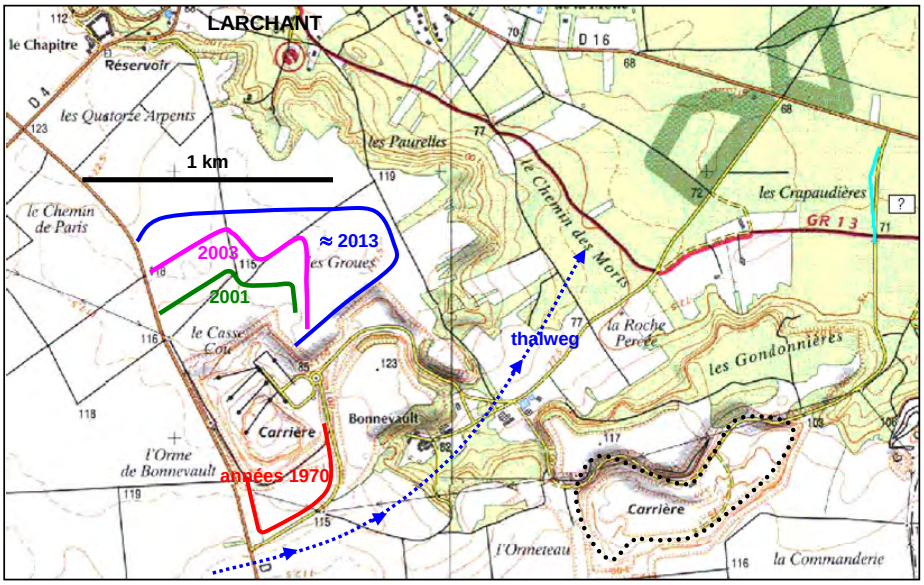


Figure 44 – Plan de situation de la carrière de Bonnevault (Larchant, 77). L'extension de la carrière s'est faite en s'étendant sous le plateau calcaire et en s'éloignant de l'escarpement topographique des Sables de Fontainebleau. Relevés d'extension d'après les photos aériennes de Google Earth. Carte IGNRando® LOXANE, autorisation de reproduction.

Historique des exploitations

Toutes les anciennes exploitations, comme la carrière des Gondonnières (à l'est de Bonnevault) ainsi que la grande carrière souterraine des Gondonnières (encore plus à l'est), ou les carrières du Puiselet (à 3 km plus à l'est) étaient limitées à la proximité des affleurements de sable et n'exploitaient que des sables blancs avec des dalles de grès bien développées.

Au démarrage de la carrière, en bordure du thalweg de Bonnevault, le front de taille était entièrement blanc (Fig. 45a) et une coupe détaillée relevée en 1989 totalisait une épaisseur de grès de 6 m disposés en 4 niveaux.

Les premiers sables colorés, par des oxydes fer et des résidus de matière organique sont apparues en 1989 (Fig. 45b) dans les faciès tidaux de la seconde séquence (Fig. 1), plus riches en argiles, avec nombreux terriers d'ophiomorpha et traces de fossiles décarbonatés. Les grès étaient disposés en 2 niveaux principaux, lenticulaires avec morphologies en fuseaux, et d'environ 2 m d'épaisseur chacune.

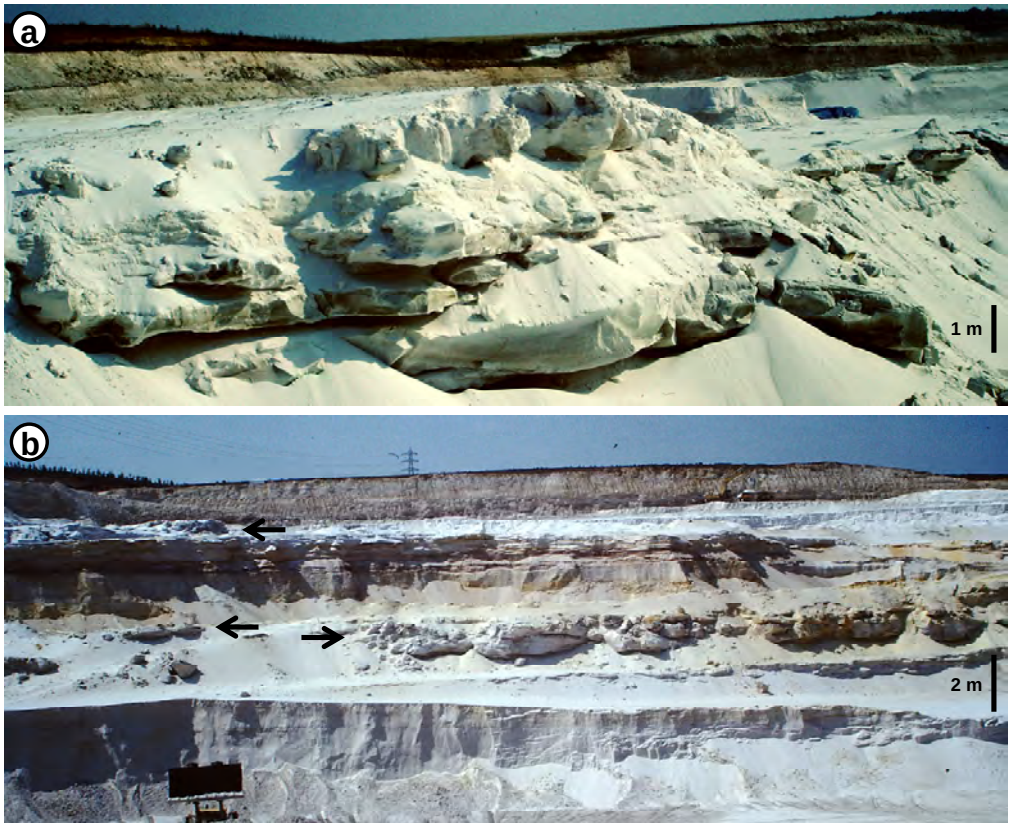


Figure 45 – Carrière de Bonnevault (Larchant, 77). Faciès de sables blancs au début de l'exploitation. (a) 1983, ensemble de lentilles de grès à la partie sommitale des sables. (b) 1989, les premiers niveaux de sables ferrugineux sont limités aux faciès tidaux, les dalles de grès forment 2 niveaux dans la partie supérieure de la coupe, une autre dalle régulière existe sous l'engin de chargement.

Par la suite les sables colorés se sont généralisés dans la partie inférieure des fronts d'exploitation. En 1995 les faciès colorés affectaient toujours les niveaux tidaux et s'étendaient aussi aux sables fins sous-jacents des faciès d'estran (Fig. 46a). La dalle de grès sommitale avait complètement disparue et ne subsistaient que 2 ou 3 niveaux de grès jaunâtres discontinus, formant des lentilles de 3-5 m d'extension et n'excédant guère 0,50 m d'épaisseur, avec des morphologies en fuseaux pointant vers le vallon de Bonnevault.

Durant les années 2000, cette configuration se généralisait. Les sables blancs étant limité à la partie supérieure de la coupe, dans les faciès éoliens à grandes séismites qui atteignaient jusqu'à 4 m de puissance (Fig. 46b). Les grès on fini par disparaître presque complètement des fronts d'exploitation, limités à de petites lentilles effilées et de couleur jaune-ocre.

L'ensemble des observations montre la disparition progressive des grès en s'éloignant du thalweg de Bonnevault vers le plateau calcaire de Larchant (Fig. 47). Il faut encore souligner que les grès sont relativement peu abondants à l'affleurement le long de l'éperon du plateau de Beauce entre Bonnevault et Larchant (lieu dit les Paurelles) (Fig. 44). Dans la morphologie actuelle ce n'est pas une zone d'écoulement de la nappe qui est "captée" d'une part par le thalweg de Bonnevault, et d'autre part par celui de Larchant. Les grès apparaissent à nouveau à Larchant dans l'ancienne carrière (figurée sur la carte au nord de l'exploitation actuelle) et la ferme le Chapitre est construite sur une dalle de grès épaisse et régulière.

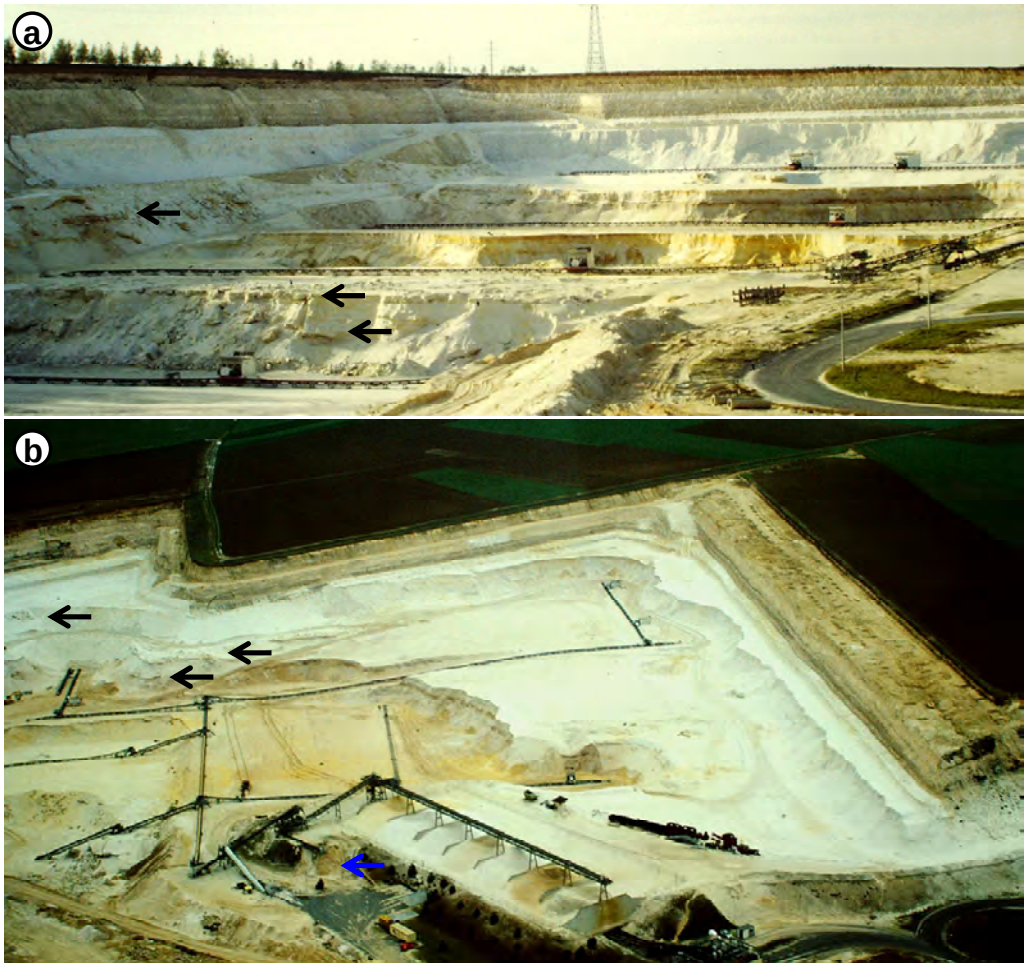


Figure 46 - Carrière de Bonnevault (Larchant, 77).Faciès de sables ocre à la base des coupes lors de l'avancée de l'exploitation sous le plateau calcaire. (a) 1995, il n'y a plus de dalle de grès au sommet des sables éoliens, les grès forment des lentilles discontinues et peu épaisses, les niveaux inférieurs sont jaunâtres. (b) 2001, vue aérienne, les sables ocre sont généralisés à la base de la coupe (3 trémies de stockage sur 7 sont dédiées aux sables colorés), les grès sont limités à des lentilles décamétriques, peu épaisses et localisées, les refus grossiers sont jaunâtres (flèche bleue).

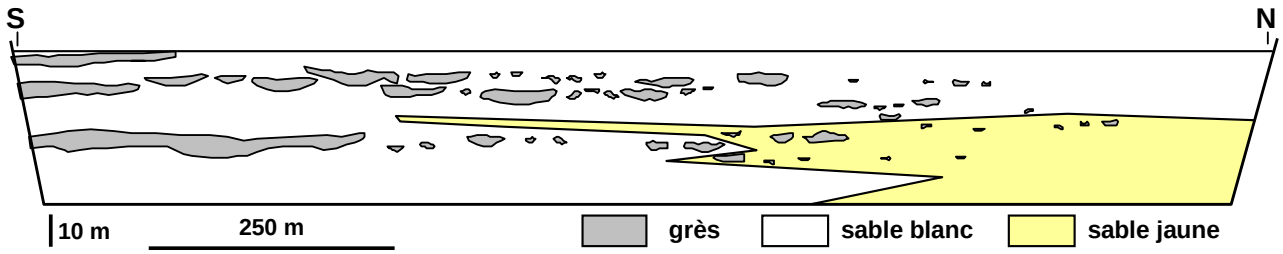


Figure 47 – Schéma synthétiques des coupes relevées dans la carrière de Bonnevault lors de son exploitation (entre 1977 et 2011). La disparition des lentilles de grès en s'éloignant du thalweg de Bonnevault vers le nord est spectaculaire, parallèlement apparaissent les sables ferrugineux.

Fontainebleau (77), la Grotte aux Cristaux

coordonnées N 48.4433° - E 02.6704° (accès public)

Découverte du lieu

Edouard-Alfred Martel (1859-1938), père de la spéléologie, lauréat du concours général de géographie en 1877, avocat il consacra ses loisir à la spéléologie. Il résida à Fontainebleau pendant les étés de 1904 à 1909 et dans ces temps s'intéressa aux grottes et aux rochers de la forêt. C'est ainsi qu'il rapporte l'histoire de la grotte aux cristaux (Martel, 1910).

"Les premiers cristaux ont été rencontrés en 1774 à Bellecroix par un carrier du nom de Laroche. Les carriers du premier Empire les ravagèrent. En septembre 1850, l'ouvrier Benoit mit à découvert la voûte de la grotte enfouie sous les décombres. Elie de Beaumont en fit un rapport à l'Académie des Sciences. Puis la grotte fut de nouveau comblée. Colinet la retrouva le 2 janvier 1891. Cette *grotte aux cristaux* est le gisement le plus remarquable de cette formation." Il est dit que Louis XVI vint en personne admirer ces merveilles (Gaudant, 2004).

L'histoire récente

Une des nombreuses "guinguettes" de la forêt de Fontainebleau y était encore ouverte jusqu'à la fin de années 1980. Les promeneurs y trouvaient rafraichissement et elle veillait sur les lieux. Avec sa disparition la grotte a été vandalisée, les barreaux de fer ont du être ressoudés à plusieurs reprises. Les têtes des grandes cristallisations ont été brisées (Fig. 48a) (probablement sans grand profit pour les vandales) et les grands blocs posés sur le grès de la base emportés. C'est ainsi, et le fait n'est pas nouveau vu les barbelés et grillages qui étaient déjà en place au début du siècle (Fig. 48b) !

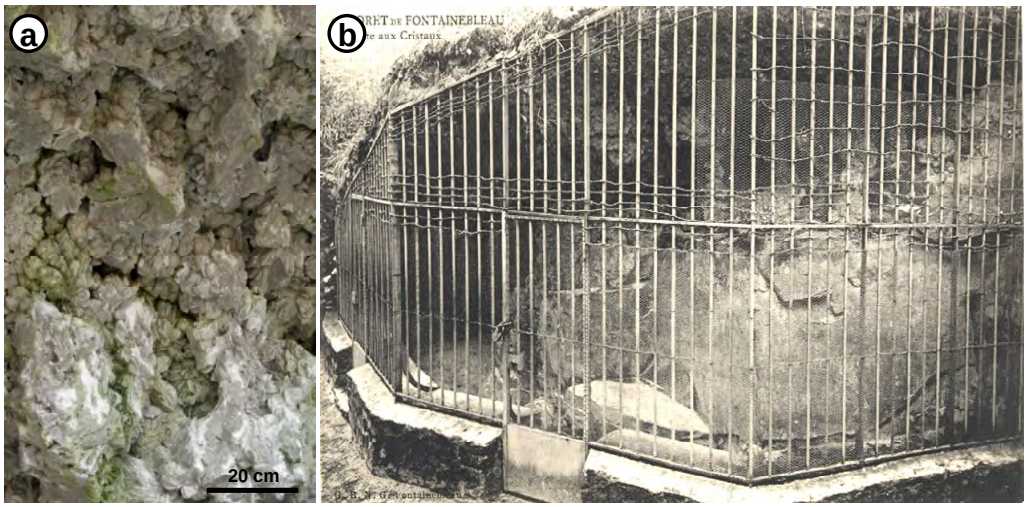


Figure 48 – La Grotte aux Cristaux, Forêt de Fontainebleu (77). (a) calcites "mutilées" au toit de la grotte. (b) la grotte au début du XXème siècle avec ses protections renforcées ! (carte postale ancienne).

Les observations

Prendre plaisir à détailler les cristallisations de la grotte et faire les observations sur les rapports entre le grès et les Calcites de Fontainebleau (voir paragraphe de la première partie et en particulier Fig. 29). Deux datations 14C ont donné des âges de 33.630 ±640 BP et 44.000±2.000 BP. Il faut maintenant démontrer que les cristallarias sont vraiment enchâssées dans le grés quartzite. Pour cela, il faut obtenir une coupe fraiche et faire l'analyse pétrographique détaillée du contact.

Remerciements – Je tiens à remercier tous ceux qui au long des années ont croisé avec moi les grès de Fontainebleau, par leur travail effectif sur le sujet ou par les discussions qui ont conduit à la maturation des idées, tous ont apporté leur contribution, chacune est une pavé de grès de Fontainebleau ajouté à l'édifice : Mireille Ayrault, Anne Bariteau, Isabelle Cojan, Nicole Forette, Christine Franke, Jean-Claude Grisoni, Marie Nieves Liron, Benoît Maréchal, Tony Milnes, Jean-Pierre Panziera, David Parcerisa, André Raulo, Isabelle Ribet, Guilhem Rouger, Jean-Michel Schmitt, Régine Simon-Coinçon et tous les géologues qui ont voulu LES voir.

REFÉRENCES

Alimen H., 1936, Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. Mém. Soc. Géol. Fr., 31, 309 p., 4 pl. h.t.

Alimen H., Deicha G., 1959, Observations pétrographiques sur les meulières pliocènes. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), 8, p. 77-90.

Astruc J.G., 1988, Le paléokarst quercynois au Paléogène : altérations et sédimentations associées. Doc. B.R.G.M., 133, 135 p.

Auzel M., 193, Premiers résultats d'une étude des Meulières du Bassin de Paris. Rev. Géogr. phys., Paris, 3, p. 303-362.

Auzel M., Cailleux A., 1949, Silicifications nord-sahariennes. Bull. Soc. Géol. Fr., (5), 19, p. 553-559.

Bariteau A., 1996, Modélisation géochimique d'un aquifère : la nappe de l'Oligocène en Beauce et l'altération des Sables de Fontainebleau. Mém. Sci. de la Terre, ENSMP, 28, 178 p.

Bariteau A., Thiry M., 2001, Analyse et simulation des transferts géochimiques au sein d'un aquifère : la nappe de Beauce et l'altération des Sables de Fontainebleau. Bull. Soc. géol. France, 172, p. 367-381.

Bennett P.C., 1991, Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, p. 1782-1797.

Billhot M., Boulliard J.C., Fargeat M., Melaye J.P., 1986. Les Calcites de Fontainebleau. Monde et Minéraux, n° 75, sept. oct. 86, p. 48-55.

Bruhn F., Bruckschen P., Meijer J., Stephan A., Richter D.K., Veizer J., 1996, Cathodoluminescence investigations and trace-element analysis of quartz by micro-pixe: implication for diagenetic and provenance studies in sandstone. The Canadian Mineralogist, 34, p. 1223-1232.

Chaintreau J., 1989, Fontainebleau – Nemours. Des Chemins de fer des sablières au Tacot des Lacs : 150 ans d'histoire. Ed. Amatteis, Le Mée-sur-Seine, 141 p.

Cojan I., Thiry M., 1992, Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). Tectonophysics, 206, p. 79-89.

Colton G.W., 1967, Orientation of carbonate concretions in the Upper Devonian of New York. United States Geological Survey Professional Paper, 575-B, p. B57-B59.

Combes (fils), 1904. Concrétions calcaires à la base du Sparnacien d'Auteuil (Seine). Bull. Soc. Géol. Fr., (4), t. V, p. 648-650.

Conrad G., 1969, L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). Centre Rech. sur les zones Arides, Géologie, 10, C.N.R.S., Paris, 527 p.

Cooper M.R., Evans J., Flint S.S., Hogg J.C., Hunter R.H., 2000, Quantification of detrital, authigenic and porosity components of the Fontainebleau Sandstone: a comparaison of conventional optical and combined scanning electron microscope-based methods of modal analyses. *in*: Quartz cementation in sandstones, R.H. Worden & S. Morad, (eds.), Spec. Publs Int. Sediment., 29, p. 89-101.

Cuvier G., Brongniart A., 1811, Essai sur la géographie minéralogique des environs de Paris, avec une carte géognostique, et des coupes de terrain. Baudouin, Impr. Inst. Impérial France, Paris, 278 p.

Daix P., 1998, Pour une histoire culturelle de l'art moderne. De David à Cézanne. Ed. Odile Jacob, Paris, 371p.

Daubrée M., 1880. Sur les réseaux de cassures ou diaclases qui coupent la série des terrains tertiaires stratifiés : Exemples fournis par les environs de Paris. Bull. Soc. géol. Fr., série 3, vol 8, p. 468-481.

Dechen (von) H., 1856, Erscheinungen ähnlich dem krystallisirten Sandsteine von Fontainebleau. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, p. 344-345.

Delkeskamp, R., 1903, Über die Kristallisationsfähigkeit von Kalkspat, Schwerspat und Gips bei ungewöhnlich großer Menge eingeschlossenen Quarzsandes. Zeitschrift für Naturwissenschaften 75, 185-208.

Delhaye-Prat V., Cassagne B., Rubino J.-L., Guillocheau F., 2005, Sédimentologie de la formation des Sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du Bassin de Paris. Excursion, 4 et 5 juin 2005. Assoc. des Sédimentologistes français, 50, 129 p.

Delesse A.E.O.J., 1853, Sur la proportion de sable mélangé à la chaux carbonatée de Fontainebleau. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), t. XI, p. 55-57.

Demoulin A., 1990, Les silicifications tertiaires de la bordure nord de l'Ardenne et du Limbourg méridional (Europe NO). Z. Geomorph. N. F., 34/2, p. 179-197.

Dollfus G.-F., 1911, Feuilles de Fontainebleau et de Châteaudun au 80 000. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., XXI, 128, p. 8-30.

Dollfus G.-F., 1913, Excursion de la Société géologique de France à Darvault, près Nemours, le 20 juin 1913. Bull. Soc. géol. Fr., (4) 13, p. 432-436.

Ellenberger F., 1982, Schéma de l'organisation interne des superbandes Franchard-le Vaudoué. Cahiers de l'Université Paris-Sud, 3, p. 172-177.

Elouard P., Millot G., 1959, Observations sur les silicifications du Lutétien en Mauritanie et Dans la Vallée du Sénégal. Bull. Ser. Carte Géol. Als. Lorr., 12/2, p. 15-19.

Farchard H., 1936, Etude du Thanétien du Bassin de Paris. Mém. Soc. Géol. Fr., 30, 103 p.

Feugueur L., 1963, L'Yprésien du Bassin de Paris. Essais de monographie stratigraphique. Mém. Carte géol. dét. Fr., 568 p.

Garner K.B., 1936, Concretions near Mount Signal, Lower California. American Journal of Science, Series 5, Vol. 31, p. 301-311.

Gaudan, 2004, Lieux de Mémoire Géologiques du Bassin de Paris et protection du patrimoine Naturel. Bulletin Inf. Géol. Bass. Paris, 41, p. 3-27.

Götze J., Walther H., 1995, An integrated mineralogical and geochemical study on a silicified Miocene quartz sand. Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 1/2, p. 119-129.

Guendon J.L., Parron C., Triat J.M., 1983, Incidences des altérations crétacées sur la notion de Sidérolithique dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. Géol. France, (7), 1, p. 41-50.

Guillemin C., 1978, Evolution de la "minéralogie des gens du monde". Bull. Mineral., 101, p. 124-132.

Haddad S.C., Worden R.H., Prior D.J., Smalley P.C., 2006, Quartz cement in the Fontainebleau Sanstone, Paris Basin, France: crystallography and implications for mechanisms of cement growth. Jour. Sediment. Research, 76, p. 244-256. DOI: 10.2110/jsr.2006.024.

Janet L., 1894, Sur la composition chimique des grés stampiens du Bassin de Paris. C.R. Somm. Soc. géol. France, 3, t. 22, p. 161-164.

Jodot P., 1941, Le Thanétien continental du versant méridional de la Montagne de Reims (Marne). C.R. Soc. Géol. Fr., (5), t. 11, p. 111.

Jouzel, J., Souchez, R. A., 1882. Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice, J. Glaciol., 28, 35–42,

Kaiser E., 1928, Die chemische Gesteinsaufbereitung in der Südlichen Namib. *in*: Kaiser E., Die Diamantenwüste Sudwestafrikas, Dietrich Reiner, Berlin, ch. 26, p. 283-316.

Lacroix A., 1901, Minéralogie de la France et de ses colonies : description physique et chimique des minéraux. Etude des conditions géologiques de leurs gisements. Paris, Béranger, tome III, 816 p.

Lassone (de) J.M.F., 1774. Mémoires sur les grès en général et en particulier ceux de Fontainebleau. Mém. de l'Académie Royale des Sciences, p. 209-236.

Lassone (de) J.M.F., 1775, Nouvelles observations sur les grès cristallisés, faisant suite du mémoire sur les grès, en général & particulièrement sur ceux de Fontainebleau. Mém. Acad. roy. Sci., p. 68-74.

Lassone (de) J.M.F., 1777, Troisième mémoire sur les grès de Fontainebleau ou analyse de ces pierres et principalement des grès cristallisés. Mém. Académie Royale des Sciences, p. 43-51.

Liron M.N., Thiry M., 2005, Peaty micro-zones on the sandstone ridges of the Fontainebleau Massif (France): hydrology and vegetation biodiversity. Ferrantia, Luxembourg, 44, p. 215-220.

Löffler, 1999. Vorkommen von Sandcalciten in Frankreich. http://www.mineralienatlas.de/lexikon-/index.php/Mineralienportrait/Sandcalcit/Sandcalcite%20in%20Frankreich.

Löffler, 2011. Sandcalcite und auf Calcit basierende Konkretionen. Teil 1. http://www.endeavour-minerals.-com/sandcalcite1.htm.

Löffler, 2011. Sandcalcite und auf Calcit basierende Konkretionen. Teil 2: Vorkommen in Frankreich und Deutschland. http://www.endeavour-minerals.com/sandcalcite2.htm

Löffler I. , 2012, Vorkommen von Sandcalciten und Konkretionen in Deutschland. http://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/Mineralienportrait/Sandcalcit/Sandcalcite%20in%20Deutschland.

Lelubre M., 1976, Méthodes physiques de la tectonique : la déformation des roches. Bull. du B.R.G.M. (deuxième série), 1/4, p. 341-356.

Lottner F.H., 1863, Krystallisirter Sandstein von Brilon. Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft 15, p. 242.

Maréchal B., Blanc P., Deboule E., Pagel M., Thiry M., 1996, Quartz overgrowths in surficial groundwater silicification: the Fontainebleau Sandstone (Paris Basin). Int. Conf. on Cathodoluminescence and Related Techniques in Geosciences and Geomaterials, Nancy, 2-4 Sept., Abstracts, p. 93-94.

Martel E.A., 1910, L'érosion des grès de Fontainebleau. Bull. Serv. Carte géol. Fr., XXI, 127, p. 1-37.

McBride E.F., Picard M.D., Folk R.L., 1994, Oriented concretions, Ionian Coast, Italy: evidence of groundwater flow direction. Jour. Sedim. Research, A64, p. 535-540.

McBride E.F., Parea G.C., 2001, Origin of hyghly elongate, calcite-cemented concretions in some Italian coastal beach and dune sands. Jour. Sedimentary Research, 71/1, p. 82-87.

Mégnien F., 1980, Lexique des noms de formation. in: Synthèse géologique du bassin de Paris, C. Mégien (ed.), vol. 3, Mém. BRGM, 103, 467 p.

Mengwasser M.T., 1986, Die Genese von kieseligen Härtlingen in den tertiären Ablagerungen der Kölner Bucht. Diplomarb., Univ. Köln, 100 p.

Ménillet F., 1988, Meulières, argiles à meulières et meuliérisation. Historique, évolution des termes et hypothèses génétiques. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, 25, 4, p. 71-79.

Millot G., 1964, Géologie des argiles. Masson & Cie, Paris, 499 p.

Obert D., 1974, Les alignements gréseux stampiens conséquence de l'évolution structurale du Bassin parisien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, sér. D, p. 2597-2599.

Obert D., 1984, Les grès de la bordure nord du Cirque des Trois pignons. Rôle de la tectonique dans la genèse des alignements gréseux stampiens. Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris, 21/2, p. 37-42.

Obert D., Pomerol C., 1985, Les alignements gréseux de Fontainebleau. Le point des connaissances, la crédibilité des hypothèses. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, 22/2, p. 3-9.

O'Neil J.R., 1968, Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. J. Phys. Chem., 72, p. 3683-3684.

Pagel M., Demars C., Deloule E., Blanc P., Barbarand J., 1996, Cathodoluminescence and trace element distribution in authigenic quartz in sandstones. 1996 Intern. Symp. Soc. Core Analysts, Improving reservoir management, Proceedings, Montpellier, 8-10 sept., 9613, 2 p.

Parron C., 1975, Contribution à l'étude des paléoaltérations des grès du Crétacé supérieur du Gard (de Pont-St-Esprit à Uzés). Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. Thèse 3ème cycle Aix-Marseille, 103 p.

Parron C., Nahon D., Fritz B., Paquet H., Millot G., 1976, Désilicification et quartzification par altération des grès albiens du Gard. Modèles géochimiques de la genèse des dalles quartzitiques et silcrètes. Sci. Géol., Bull., 29, p. 273-284.

Parron C., Triat J.M., 1977, Nouvelles conceptions sur le Crétacé supérieur du Gard. Répercussions sur la stratigraphie, la paléogéographie et la tectonique de la découverte de trois phases d'altération continentale. Revue Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. 19, n° 3, p. 241-250.

Plaziat J.-C., Koeniguer J.-C., Génault B., 2010, Diversité et localisation chronologique des séismites dans les sables marins et éoliens du Stampien, au sud de Paris (entre Eure et Seine). Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, 46/4, p. 3-73.

Pomerol C., 1965, Les sables de l'Eocène supérieur (Cédien et Bartonien) des Bassins de Paris et de Bruxelles. Mém. Serv. Expl. Carte Géol. Dét. Fr., 214 p.

Pomerol C., 1973, Ere cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Strat. et Paléogéogr., Doin, Paris, 269 p.

Raynal J.P., Texier J.P., Lefèvre D., Fedoroff N., 1986, Quaternary paleoenvironments and palaeoclimates of Morocco. *In* : Quaternary Climate in Western Mediterranean, Proceedings of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Regions, p. 503-515.

Ribet I., 1990, Silicification continentales de calcaires : observation, interprétation, modélisation. Rapport Option, ENSMP, Paris, 78 p.

Richter D.K., Mangini A., Voigt S., 2009, Erste Th/U-datierte Kryocalcite der mittleren Weichseleiszeit aus einer Höhle des Rheinischen Schiefergebirges (Heilenbecker Höhle, Bergisches Land). Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., 55, 125–127.

Richter D.K., Schulte U., Mangini A., Erlemeyer A., Erlemeyer M., 2010, Mittel- und oberpleistozäne Calcitpartikel kryogener Entstehung aus der Apostelhöhle südöstlich Brilon (Sauerland, NRW). Geol. Palaont. Westf., 78, p. 61–71.

Richter D.K. , Mischel S. , Dorsten I. , Mangini A. , Neuser R.D. , Immenhauser A. , 2011, Zerbrochene Höhlensinter und Kryocalcite als Indikatoren für eiszeitlichen Permafrost im Herbstlabyrinth-Adventhöhle-System bei Breitscheid-Erdbach (N-Hessen). Die Hoehle, 62/3, p. 31-45.

Romé de l'Isle J.-B.L., 1783, Cristallographie, ou Description des formes propres à tous les corps du règne minéral, dans l'état de combinaison saline, pierreuse ou métallique. Paris, 4 vol.

Rogers A.F., Reed R.D., 1926, Sand-Calcite Crystals from Monterey County, California. The American Mineralogist, 11/2, p. 23-28.

Simon-Coinçon R., Thiry M., Schmitt J.M., 1997, Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitain Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129, p. 51-79.

Thiry M., 1999, Diversity of continental silicifications features: examples from the Cenozoïc deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *In* : Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits (eds. Thiry M. & Simon-Coinçon R.), Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment., 27, p. 87-128.

Thiry M., 2005, Weathering morphologies of the Fontainebleau Sandstone and related silica mobility. Ferrantia, Luxembourg, 44, p. 47-52.

Thiry M. 2007, Siliceous karst development in the Fontainebleau Sandstone (France). Nature Conservation, 63, p. 77-83.

Thiry M., Ben Brahim M., 1997, Silicification de nappe dans les formations carbonatées tertaires du piedmont atlasique (Hamada du Guir, Maroc). Geodinamica Acta, 10/1, p. 12-29.

Thiry M., Ben Brahim M., 2012, Silicifications du Jbel Ghassoul (bassin de Missour, Maroc) : les conditions de leur formation. Rapport d'Etude N° R121208MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France. 38 p.

Thiry M., Bertrand-Ayrault M., 1988, Les grès de Fontainebleau : genèse par écoulement des nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le Plio-Quaternaire et phénomènes connexes. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, 25, 4, p. 25-40.

Thiry M., Bertrand-Ayrault M., Grisoni J.C., 1988, Ground-water silicification and leaching in sands: example of Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. Geol. Soc. of America Bull., 100, p. 1283-1290.

Thiry M., Cojan I., 1998, Géologie des sables et grès de Fontainebleau. Eléments pour l'interprétation des observations qui peuvent être faites en carrière et à l'affleurement. Bull. Ass. Natur. Vallée Loing, 74/1, p. 43-4.

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., Ribet I., 1999, Groundwater silicifications in Paris Basin limestones: fabrics, mechanisms, and modelling. Jour. Sedimentary Petrology, 69/1, p. 171-183.

Triat J.M., 1982, Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence Rhodanienne. Sci. Géol., Mém., 63, 202 p.

Ullyott J.S., Nash D.J., Shaw P.A., 1998, Recent adavances in silcrete research and their implications for the origin and palaeoenvironmental significance of sarsens. Proceedings of the Geologists' Association, 109, p. 255-270.

Vinsot A., 1991, Analyse du fonctionnement géochimique d'un aquifère : étude de stockage de chaleur dans les sables de Fontainebleau à Trappes et dans les sables alluviaux récents (Lausanne). Thèse de Doctorat, ENSMP, 219 p.

Waldmann S., 2006, Raumliche Diageneseanisotropien an kretazischen Quarzareniten am Beispiel der "Teufelsmauer" (Oberkreide, Harznordrand). Georg-August-Universität, Gottingen, 103 p.

Wanless H.R., 1922, Notes on sand calcite from South Dakota. American Mineralogist, 7, p. 83-86.

Woolnough W.G., 1927, The duricrust of Australia. J. and Proc. Roy. Soc. New South Wales, Sydney, 61, p. 24-53.

Wopfner H., 1983, Environment of silcrete formation: a comparaison of examples from Australia and the Cologne embayment, West Germany. in: Residual deposits : surface related weathering processes and materials. R.C.C. Wilson (ed.), Oxford : Blackwell Scientific, p. 151-166.

Worden R.H., French M.W., Mariani E., 2012, Amorphous silica nanofilms result in growth of misoriented microcrystalline quartz cement maintaining porosity in deeply buried sandstones. Geology, 40/2 p. 179-182. doi: 10.1130/G32661.1.

Zak K., Richter D.K., Filippi M., Zivor R., Deininger M., Mangini A. Scholz D., 2012, Cryogenic cave carbonate – a new tool for estimation of the Last Glacial permafrost depth of the Central Europe. Clim. Past, 8, 1821-1837, doi:10.5194/cp-8-1821-2012.