

L'action du vent dans le façonnement des reliefs bellifontains dans le secteur des Béorlots.

Médard Thiry

▶ **To cite this version:**

Médard Thiry. L'action du vent dans le façonnement des reliefs bellifontains dans le secteur des Béorlots.. 2008, 7 p. hal-00647375

HAL Id: hal-00647375

https://minesparis-psl.hal.science/hal-00647375

Submitted on 1 Dec 2011

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.

association des
naturalistes de la
vallée du
Loing et du massif de Fontainebleau

sortie géologique du dimanche 23 novembre 2008

L'action du vent dans le façonnement des reliefs bellifontains dans le secteur des Béorlots

Médard Thiry

Mines Paristech
Centre de Géosciences
35, rue St Honoré, 77305 Fontainebleau

medard.thiry@ensmp.fr
http://www.cig.ensmp.fr/~thiry

Il y a dans les modelés du Massif de Fontainebleau une empreinte très forte de la structuration géologique primaire et qui a été reconnue depuis longtemps. Néanmoins, la mise en exergue de ces structurations géologiques par les processus d'érosion a été assez peu étudiée.

L'action du vent pendant les périodes froides des dernières glaciations apparaît comme un facteur important dans la mise en place des reliefs du Massif de Fontainebleau. En effet, outre les régions désertiques chaudes, c'est sous les climats périglaciaires des régions subartiques que le vent joue un rôle important dans la géomorphologie. Plusieurs facteurs interviennent dans cette morphogénèse éolienne : (1) fréquence de vents violents ; (2) faible précipitation ; (3) réduction du couvert végétal ; (4) la sublimation de l'eau qui dessèche la surface des sols et laisse en place des matériaux silto-sableux meubles propices à l'érosion ; (5) enfin la gélifraction des calcaires qui "ameublit" et prépare à l'érosion les couvertures calcaires.

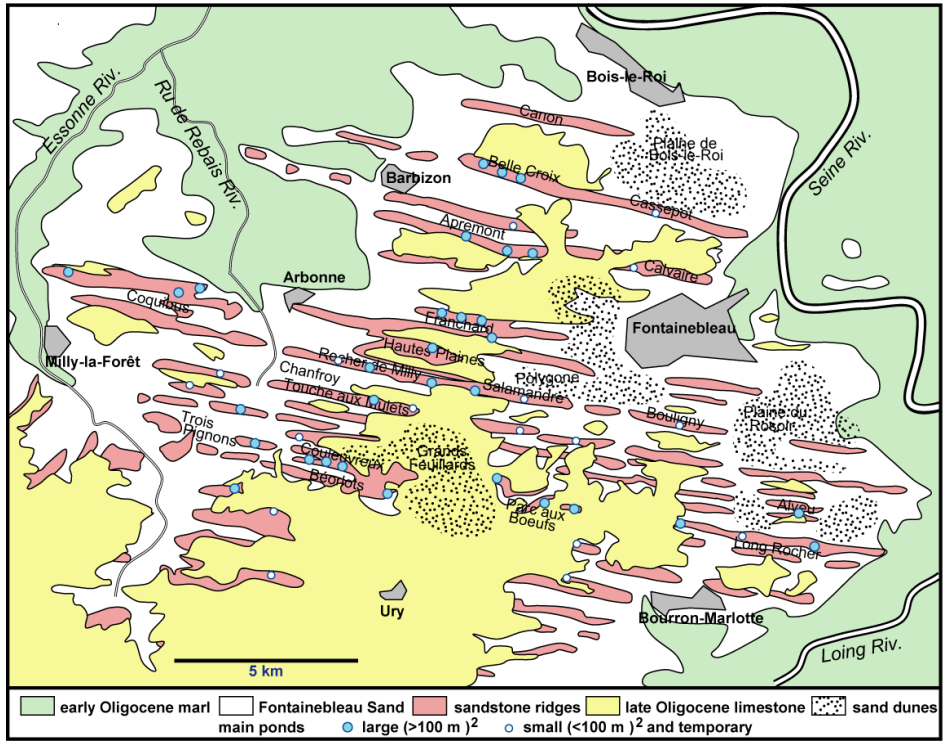


Figure 1 – Carte géologique simplifiée du Massif de Fontainebleau. Les alignements gréseux forment des reliefs très réguliers qui ont été induits par l'édification de dunes littorales lors du dépôt des Sables de Fontainebleau, puis de leur silicification préférentielle. Ces silicifications localisées sont à l'origine des contrastes lithologiques au sein des sables. Les plateaux calcaires séparent deux domaines sableux et rocheux, l'un à l'Ouest, l'autre à l'Est.

La couverture éolienne

Les dunes

Les champs de dunes couvrent entre 15 et 25 % de la surface du Massif de Fontainebleau. Les dunes sont particulièrement bien développées dans toute la partie orientale du Massif, en revanche toute la façade occidentale en est quasi dépourvue (Fig. 1). Néanmoins, la cartographie montre que localement des dunes existent aussi sur la façade occidentale, elles sont alors d'extension restreinte, limitées aux revers orientaux de buttes isolées.

De plus, les dunes de la façade occidentale et celles de la partie occidentale du massif se distinguent par leur granulométrie. Sur la façade occidentale du Massif, la granulométrie des sables dunaires est comprise entre 125 et 250 µm, avec un très faible écart-type, indiquant un très bon classement.

Dans la partie orientale du massif, les sables dunaires sont plus fins, avec en moyenne une granulométrie comprise entre 80 et 200 µm, et moins bien classés.

Les limons des plateaux

Les plateaux calcaires ou *Monts*, armés par des Calcaires d'Etampes, supportent une couverture sableuse appelée limon ou limon des plateaux sur les cartes géologiques et géomorphologiques. Le limon est d'épaisseur très variable : il est schématiquement plus épais au centre des plateaux calcaires, où il peut atteindre plus de 3 m d'épaisseur ; ailleurs, il peut se réduire à 0,20-0,30 m d'épaisseur.

Les alvéoles de déflation

Les formes "négatives", en creux, de déflation, c'est à dire de prélèvement du sable, sont encore moins connues que les dunes elles-mêmes. Souvent, les structures bien circonscrites, de taille décamétrique, sont vues comme des points de prélèvement de sable (carrière d'usage local) ; les structures plus grandes de taille hectométriques au contraire, passent souvent inaperçues en forêt. C'est sur la façade Ouest du massif que ces formes sont les plus communes.

alvéoles circonscrites

Plusieurs morphologies en creux peuvent être décrites dans le secteur des Hautes Plaines dominant Arbonne, dans la partie occidentale de la forêt. Une disposition caractéristique de cette alvéole est l'affouillement de la base des rochers qui forment surplomb. Les surplombs ne peuvent pas être attribués à un éboulement des sables, on est au fond de l'alvéole ; les affouillements sont à attribuer à la déflation éolienne, ils font partie intégrante de ces morphologies évidées par le vent.

Le complexe des Béorlots

Toujours sur la façade occidentale, la Platière des Béorlots montre de nombreuses morphologies liées à des déflations éoliennes. L'ensemble constitue en fait une grande dépression de 3 à 4 km d'allongement sans exutoire vraiment marqué (Fig. 2).

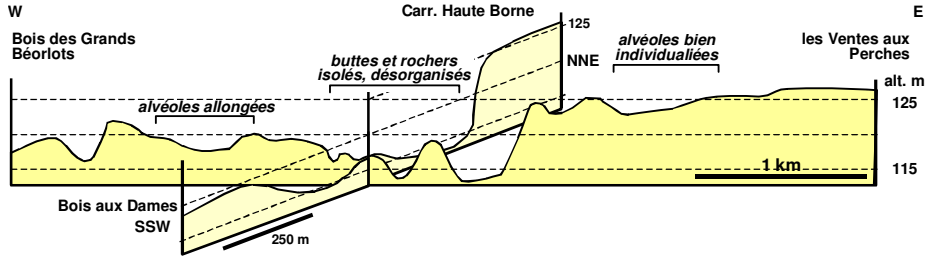


Figure 2 – Topographie de la grande "dépression" des Béorlots, sans réseau d'écoulements hiérarchisé. Les morphologies sont surtout commandées par le dégagement des zones grésifiées discontinues, voire de rochers "isolés". Les alvéoles circonscrites s'individualisent mieux vers l'Est en bordure du plateau calcaire des Grands Feuillards.

A l'Ouest, l'entaille est peu profonde, marquée par plusieurs alvéoles allongées, d'environ 100-200 m d'allongement, qui se relayent d'Ouest en Est et dessinent un grand couloir de déflation de près de 1 km d'allongement. Les alvéoles sont ouvertes sur l'Ouest et fermées à l'Est par de belles dunes transversales. Dans la partie centrale du complexe des Béorlots, l'entaille est plus profonde, à fond irrégulier, y restent en relief les buttes de grès. Les grès présentent de belles morphologies contournées, avec conduits évidés, ailes d'avion, etc … comme celles que l'on observe en carrière, sans les altérations caractéristiques des grès à l'affleurement. A l'Est, en remontant sur la platière, l'ensemble est moins creusé et des structures plus ou moins complètement fermées, de taille déca à hectométrique, s'individualisent. L'une de ces alvéoles est bordée au NE par une dalle affaissée/effondrée par affouillements à la base Il convient de rattacher à ces structures évidées les mares des Béorlots, établies sur la platière à l'extrémité orientale du complexe.

Les mares des platières

Que sont les mares des platières ? Des formes négatives, avec un remplissage sédimentaire plus ou moins important et un "ajustement" du niveau par une couche d'eau ! Posé en ces termes, l'origine des mares apparaît directement lié à l'évidemment de zones

C'est sur la façade Ouest du Massif, que les mares et les zones tourbeuses de platière présentent la plus forte densité. Les mares sont beaucoup moins fréquentes dans la partie orientale du Massif, il en existe néanmoins. C'est le dégagement des platières qui apparaît comme un facteur principal dans l'installation des mares.

Empreinte éolienne sur la morphologie générale du massif

Deux questions se posent après la revue générale de ces témoins des périodes froides du Quaternaire dans le Massif de Fontainebleau : leur âge et leur empreinte réelle sur les paysages actuels et leur incidence sur la répartition des habitats patrimoniaux.

L'âge des phénomènes éoliens

Aucune datation directe des sables dunaires n'est actuellement disponible, pas plus que des limons des plateaux calcaires. Les seules datations disponibles sont celles issues de l'étude des sols établis sur ces formations de couverture et leur interprétation est difficile. Dans l'Ouest du Massif, aux Béorlots, ont été reconnus un épisode éolien ancien, daté anté-2300 ans BP, qui pourrait être rapporté au tardiglaciaire, enterré par deux dépôts superposés, l'un antérieur à 1050 BP, qui pourrait correspondre au défrichement gaulois et à la période froide du haut moyen-âge, et le second postérieur à 680 BP qui pourrait correspondre au petit âge glaciaire.

Les grès formant des surplombs sur les 2 flancs de l'alvéole de la route des hautes Plaines supportent des gravures rupestres qui sont généralement rapportées au Mésolithique. Le creusement de l'alvéole serait donc anté-Mésolithique, et donc antérieur à 8 000-7 000 ans BP.

L'indication d'âge la plus argumentée est celle de la dépression de la platière de Belle-Croix. La déflation éolienne de la dépression est antérieure à 9470 ± 60 BP, âge obtenu sur des débris ligneux contenus dans les sédiments. La déflation ayant "évidé" cette dépression est à rapporter à la dernière période glaciaire, probablement avant 10 000-12 000 ans BP. Cette datation des manifestations éoliennes est en accord avec le recouvrement local des dépôts de gélifracts, datés vers 14 500 BP, par des dunes éoliennes.

Distribution des modelés éoliens

L'ensemble du Massif montre une différenciation entre la façade occidentale et la partie orientale. Sur la façade occidentale, les platières présentent des reliefs plus vifs et plus ciselés. Les escarpements gréseux en bordure des platières sont élevés et dégagés, avec souvent une base affouillée. Les chaos rocheux sont imposants et biens dégagés, avec de fréquents amas de rochers, amoncelés les uns sur les autres, complètement dégagés du sable. Les platières y sont dénudées comme on l'a signalé ci-dessus. En revanche dans les parties orientales, les reliefs sont moins vifs, les escarpements des platières et les chaos rocheux sont plus "empâtés" dans le sable, les platières y ont une couverture sableuse plus importante qui conduit à un couvert forestier souvent continu. Cette différenciation des reliefs occidentaux et orientaux est à mettre sur le compte de la déflation éolienne, plus importante sur la façade occidentale au vent, conduisant à des affouillements importants des grès et leur éboulement, donnant naissance à des chaos plus spectaculaires (Trois Pignons, Rocher de la Reine, … mais aussi Apremont et Cuvier Chatillon au NW du Massif) (Fig.1). Les reliefs au vent entraînent à leurs extrémités ou au fond des vallées, une "chenalisation" et des turbulences du flux éolien qui sont à l'origine des alvéoles de déflation. Sur les bordures orientales, sous le vent, les reliefs sont au contraire plus ou moins pris dans les sables, la déflation y a été moins importante et des sables soufflés sont éventuellement venus s'accumuler sur les revers à l'abri du vent, c'est le cas du Rocher Cassepot, du Haut Mont et du Long Rocher par exemple.

Altération des grès

Les grès associés aux alvéoles de déflation présentent des morphologies contournées, comparables à celles des grès visibles en carrière au sein des sables. En aucun cas, ils ne présentent les morphologies typiques des grès à l'affleurement sur les platières et dans les chaos bordiers, avec croûte siliceuse sommitale, structures polygonales, etc. Cette différence de "maturité" des morphologies gréseuses traduit-elle une différence de durée d'exposition à l'altération ? Dans cette perspective, les grès exposés dans les alvéoles de déflation correspondraient au dernier âge glaciaire ou la fin de cette période, alors que les grès aux morphologies évoluées seraient exposés depuis les périodes glaciaires précédentes ?

Barrières topographiques et modelés éoliens

Il faut noter l'importance des barrières topographiques. L'érosion éolienne est active sur la façade occidentale, au vent, activée par les turbulences autour des obstacles topographiques (Fig. 3). Les plateaux se comportent de manière singulière. En arrière des obstacles topographiques, les vents et turbulences sont rejetés en altitude et une zone à l'abris est ainsi créée. Directement en arrière des obstacles se forment des dunes de sable, plus loin sur les plateaux se déposent des limons selon une couverture relativement régulière. Enfin, sous le vent des plateaux , les vents sont rabattus et des champs de dunes de sables fins et limons se forment au revers des obstacles topographiques. Ces érosions et dépôts éoliens fortement influencés par la topographie se font dans des paysages de type toundra, à couvert végétal clairsemé (Mason et al., 1999). Cette influence de la végétation est vraisemblablement renforcée par les contrastes géologiques : les escarpements au vent sont constitués de sables blancs très purs, peu propices à l'installation d'un couvert végétal (comme c'est encore le cas sous le climat tempéré actuel) alors que les plateaux calcaires sont plus propices à la végétalisation. En l'absence de datations directes, ces marques éoliennes sont rapportées aux climats périglaciaires du Würm.

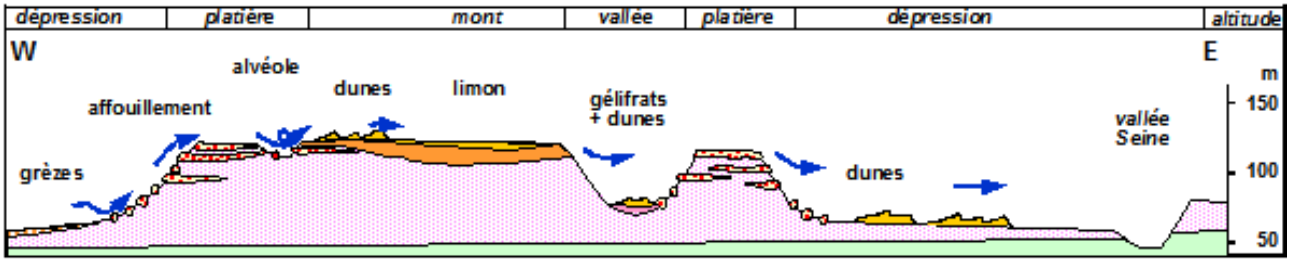


Figure 3 – Schéma de la distribution des différentes marques éoliennes par rapport à la structuration géologique du Massif de Fontainebleau. Le Massif montre une différenciation entre la façade occidentale au vent, aux reliefs vifs et dépourvus de couverture dunaire et limoneuse, et la façade orientale sous le vent, avec couverture dunaire plus importante et aux reliefs plus empâtés.