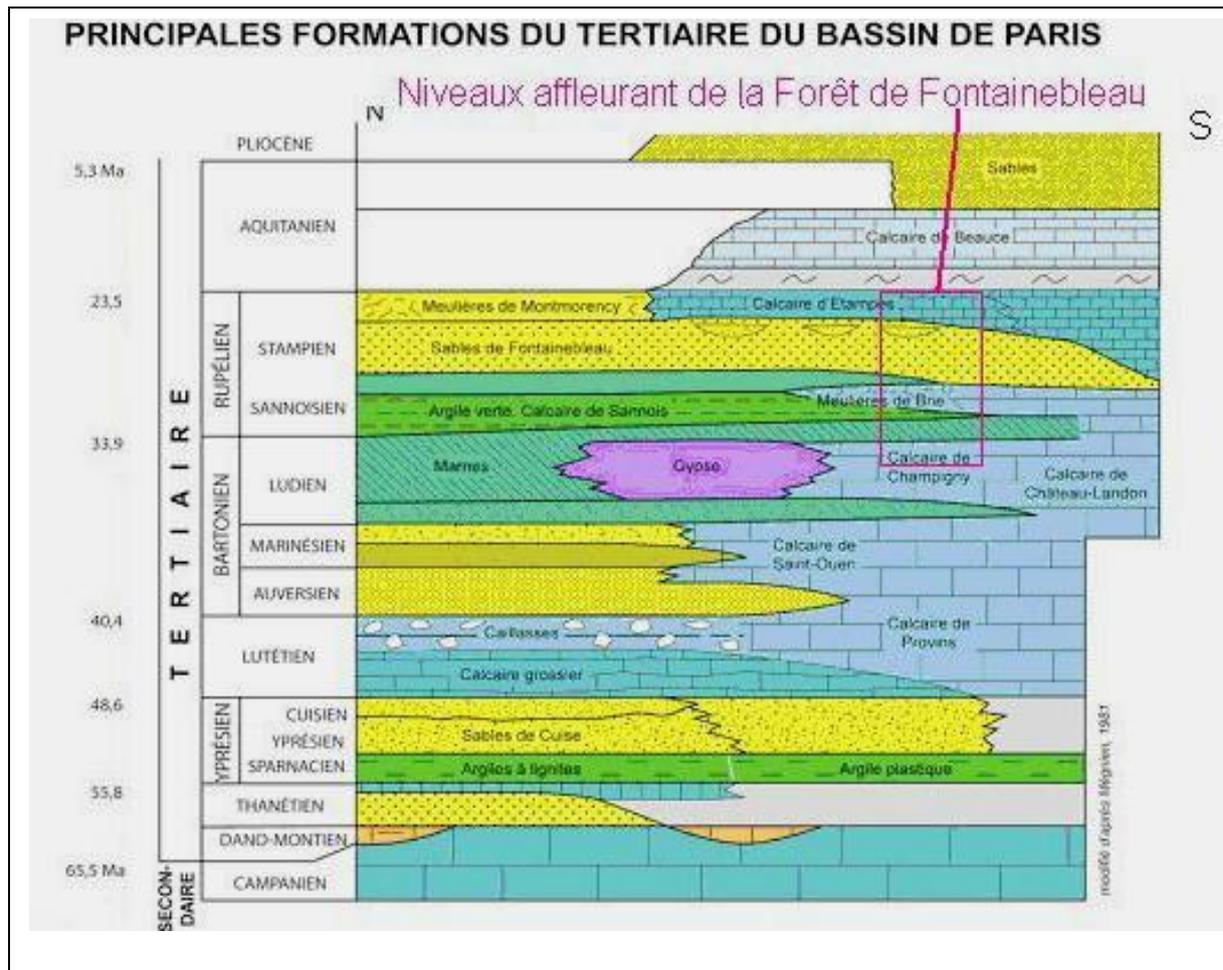


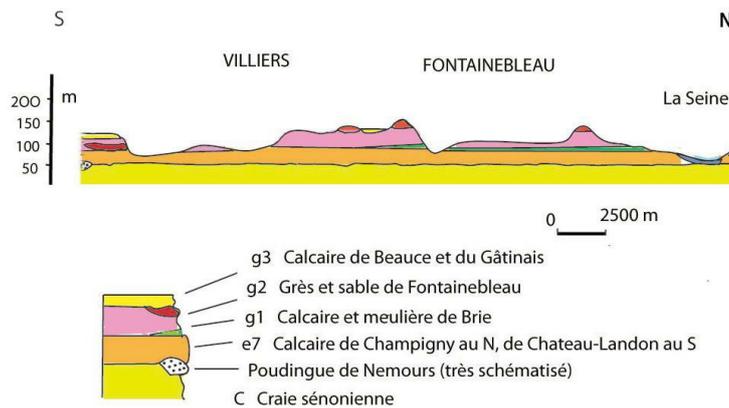
La Forêt de Fontainebleau dans la géologie francilienne.

La géologie de la forêt de Fontainebleau s'inscrit dans celle du centre du bassin de Paris dont elle ne conserve que la partie la plus récente de la pile des terrains sédimentaires. Les terrains supportant la forêt appartiennent pour l'essentiel à la période oligocène mais reposent sur la dernière couche de l'Eocène (Bartonien).



A la base

Le plus ancien niveau, dégagé par l'érosion, le **calcaire de Champigny** supporte la pile stampienne et affleure le long des coteaux de la Seine et du Loing. Ce calcaire blanc, lacustre, s'épaissit vers le Sud où il prend le nom de calcaire de Château-Landon ou pierre de Souppes. Pierre de grande qualité abondamment utilisée dans la construction parisienne (Arc de Triomphe, Sacré Cœur...). Au Nord, le lac fait place à une lagune, lieu de dépôt du gypse parisien.



Commence alors l'étage stampien ou rupélien. (- 34 MA à - 28 MA)

Au lac du calcaire de Champigny succède une lagune marine où se déposent les **argiles vertes de Romainville** formant la base du Stampien. Mais nous sommes là sur la bordure méridionale de la lagune et les argiles vertes disparaissent au niveau de Fontainebleau. Cette formation, peu épaisse, n'affleure que rarement. Elle se manifeste par son imperméabilité et correspond à la ligne sources et de zones humides du N-E de la forêt. Quelques captages y avaient été effectués.

Un nouveau lac lui fait suite dans lequel s'accumule le **calcaire de Brie**, entrelardé de lits marneux. Outre les coteaux de la Seine, ce niveau affleure aussi, au Nord, dans la partie basse de la forêt. Ce substratum imperméable favorise l'installation de zones humides dans les régions basses : Mare aux Evées, au N, le Marais près de Larchant au Sud.

L'arrivée des sables

La mer envahit une dernière fois le Bassin parisien il y a environ 33 millions d'années. Elle y déposera une épaisse couche de sable pouvant atteindre une épaisseur de 70m (Orsay, Etampes).

Elle occupe un vaste golfe au fond plat à l'image de la baie du Mont Saint-Michel mais cent fois plus étendue. Il subsiste quelques témoins de la faune d'alors : accumulation de coquilles fossiles conservées à Morigny, d'Auvers-Saint-Georges ou d'Ormoy.. Ailleurs les tests calcaires de ces mollusques ont été dissous. Le climat y était chaud, méditerranéen à subtropical ainsi qu'en témoignent les quelques restes végétaux découverts. Durant leur trajet continental les eaux érodent les terrains émergés et en transportent les débris jusqu'au bassin. Les sables stampiens proviennent ainsi du remaniement des niveaux sableux de l'Eocène abondants sur les rivages nord du bassin (il s'agit essentiellement des sables d'âge bartonien). La profondeur était faible, à des émergences temporaires sont liées des grésifications locales, lenticulaires (niveaux 1 & 2).

La formation des grès

Vers la fin de la période, un lent mouvement de bascule soulevant le Nord du Bassin évacue peu à peu les eaux marines vers la gouttière ligérienne au Sud-Ouest. Il ne subsiste plus qu'une série de chenaux, envahis d'eau douce, orientés ONO-ESE par la fracturation tectonique du substratum encore présente et décelable par les techniques de la télédétection. Il subsiste une dépression de ce type près de Rambouillet, occupée par les étangs de Hollande et de Saint-Hubert. Le fond de ces chenaux s'est peu à peu cimenté en grès à la faveur des variations du niveau de l'eau chargée de silice. Il en est résulté les bandes gréseuses parallèles (niveaux 3 & 4), qui seront dégagées puis mises en relief par l'érosion.



Carte géologique de l'Île de France où l'orientation des bancs de grès (en rouge) apparaît nettement. Cette direction structurale est également nettement visible à l'Ouest et au Sud-Ouest de Paris.



La fracturation, toujours active, s'exprime alors dans les grès. Les parois des fractures ou diaclasses, sont souvent enduites d'une couche quartzitique très dure, déposée par les eaux circulant dans les grès.

L'enduit quartzitique présente plusieurs couches, la plus récente s'associant à des oxydes de fer rougeâtres.

Dans le même temps que s'élaborent les grès, le vent mobilise le sable des parties émergées; cette remobilisation est plus importante dans la partie nord de la région, émergée plus tôt en raison du mouvement de bascule

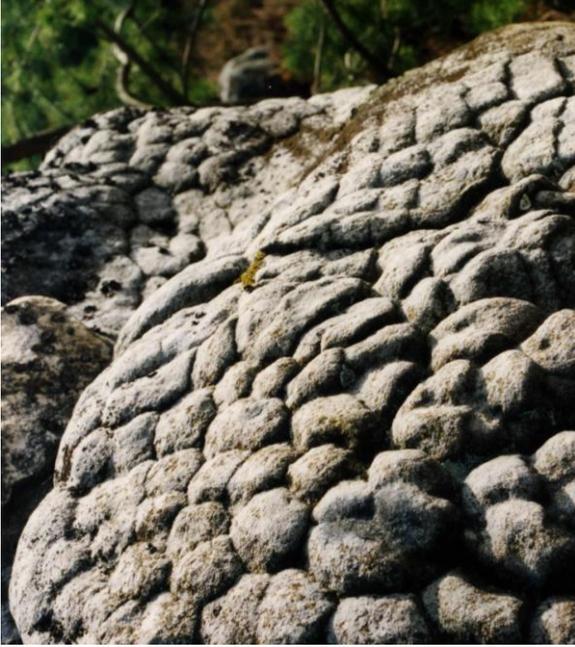
Avant le dépôt du calcaire. Emersion-érosion

L'ensemble continue sans doute à se soulever lentement. Il va alors se passer un long moment avant l'installation du lac d'Etampes. Combien de temps ? Aucun élément ne permet d'évaluer précisément la durée de cette émergence intra-stampienne. Le sable est en effet dépourvu, dans le massif bellifontain d'éléments de datation. Pendant cette période l'eau n'aura qu'un rôle érosif et dissolvant.



Le bloc repose sur un pédoncule de grès en minces couches se désagrégant plus rapidement que le grès massif du bloc (Franchard). Le plus souvent les « blocs perchés » sont des blocs tombés de leur pédoncule.

Une partie du niveau de grès le plus élevé, le niveau 4, est partiellement détruite. De cette époque datent les **blocs perchés** sur les platières qui sont dégagées. L'érosion évacue une partie du sable resté meuble entre les formations gréseuses en ébauchant de modestes vallées. Dans le même temps les eaux d'infiltration débarrassent le sable des éléments solubles ou organiques ne laissant que de rares traces : moules de coquilles, trous de vers, empreintes de racines. Le lac d'Etampes va envahir cette paléomorphologie.



L'eau imprègne les grès noyés, l'eau circule dans la porosité, mobilisant la silice. De « mini courants de convection » dissolvent la silice en surface, suivant des contours hexagonaux pour l'abandonner au centre des hexagones. Ce n'est qu'une hypothèse pour expliquer l'origine de la « **desquamation hexagonale** » décrite par J. Loiseau. A l'appui de celle-ci la de telles figures se créent au fond des vasques noyées des platières.

Figures polygonales, « écailles de tortue, peau d'éléphant » au Puisetlet.