



HAL
open science

Repères pour un cheminement sur les paléosurfaces du Massif Central

Médard Thiry

► **To cite this version:**

Médard Thiry. Repères pour un cheminement sur les paléosurfaces du Massif Central. [Rapport de recherche] R180404MTHI, MINES ParisTech, PSL University, Centre de géosciences. 2018, 49 p. hal-01889674

HAL Id: hal-01889674

<https://minesparis-psl.hal.science/hal-01889674>

Submitted on 7 Oct 2018

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.

Repères pour un cheminement sur les paléosurfaces du Massif Central



Médard Thiry

Avril 2018

No. : R180404MTHI

CENTRE DE GÉOSCIENCES

MINES ParisTech, PSL Research University, Fontainebleau, France

Référence :

Thiry M. (2018). Repères pour un cheminement sur les paléosurfaces du Massif Central. Rapport No R180404MTHI, Centre de Géosciences, École des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 49 p.

Ce document est une compilation des travaux effectués sur les paléooltérations durant les 40 dernières années à l'École des Mines de Paris. Les travaux ont été menés dans des cadres qui ont évolués au gré des demandes sociétales. Les premiers travaux portaient sur la reconnaissance, la caractérisation minéralogique des matériaux et les analyses géomorphologiques. A partir des années 2000, une seconde phase de travaux visait à dater les matériaux pour contraindre au plus près les conditions de leur genèse et surtout corréliser les paléooltérations à travers le Massif Central et au-delà. L'ensemble montre le besoin de temps et de continuité pour faire le tour d'un thème de recherche. Les grandes étapes de ces travaux et les intervenants principaux ont été :

Minatome et Cogema - Exploration Uranium dans les SW du Massif Central (1976-1986)

Thèse 3^{ème} cycle - Jean-Jacques Yerle (1978)
Travail d'option SEGM École des Mines - R. Miranda (1981)
Thèse Doct.-es-Sciences - Jean-Michel Schmitt (1986)
Thèse 3^{ème} cycle - Jean-Yves Clément (1986)

CNRS - RCP 706 "*Paléooltérations superficielles et profondes*" (1983-1987)

Thèse Doct.-es-Lettres - Régine Simon-Coinçon
Travaux et excursions Jean-Michel Schmitt et Médard Thiry

UNESCO - PICG 317 "*Paleoweathering Records and Paleosurfaces*" (1990-95).

Travaux Jean-Michel Schmitt, Régine Simon Coinçon et Médard Thiry

ANDRA - géoprospective site Meuse/Haute Marne. (2003-2006 et 2011)

Travaux conventionnés - Pierre-Yves Ruellan (2003)
Thèse Doctorat - Caroline Ricordel-Prognon (2007)
Travail d'option École des Mines - Charlotte Vercruysse (2011)

BRGM - Collaborations et conventions avec service de la carte géologique

Collaboration cartes géol. de Hérisson et Cosnes-d'Allier (1981-1983)
Jean-Michel Schmitt et Médard Thiry
Collaboration carte géologique Entraygues-sur-Truyère (2005)
Caroline Ricordel, Régine Simon-Coinçon, Médard Thiry
Collaboration carte géologique Chateaufort (1999-2005)
Régine Simon-Coinçon, Médard Thiry

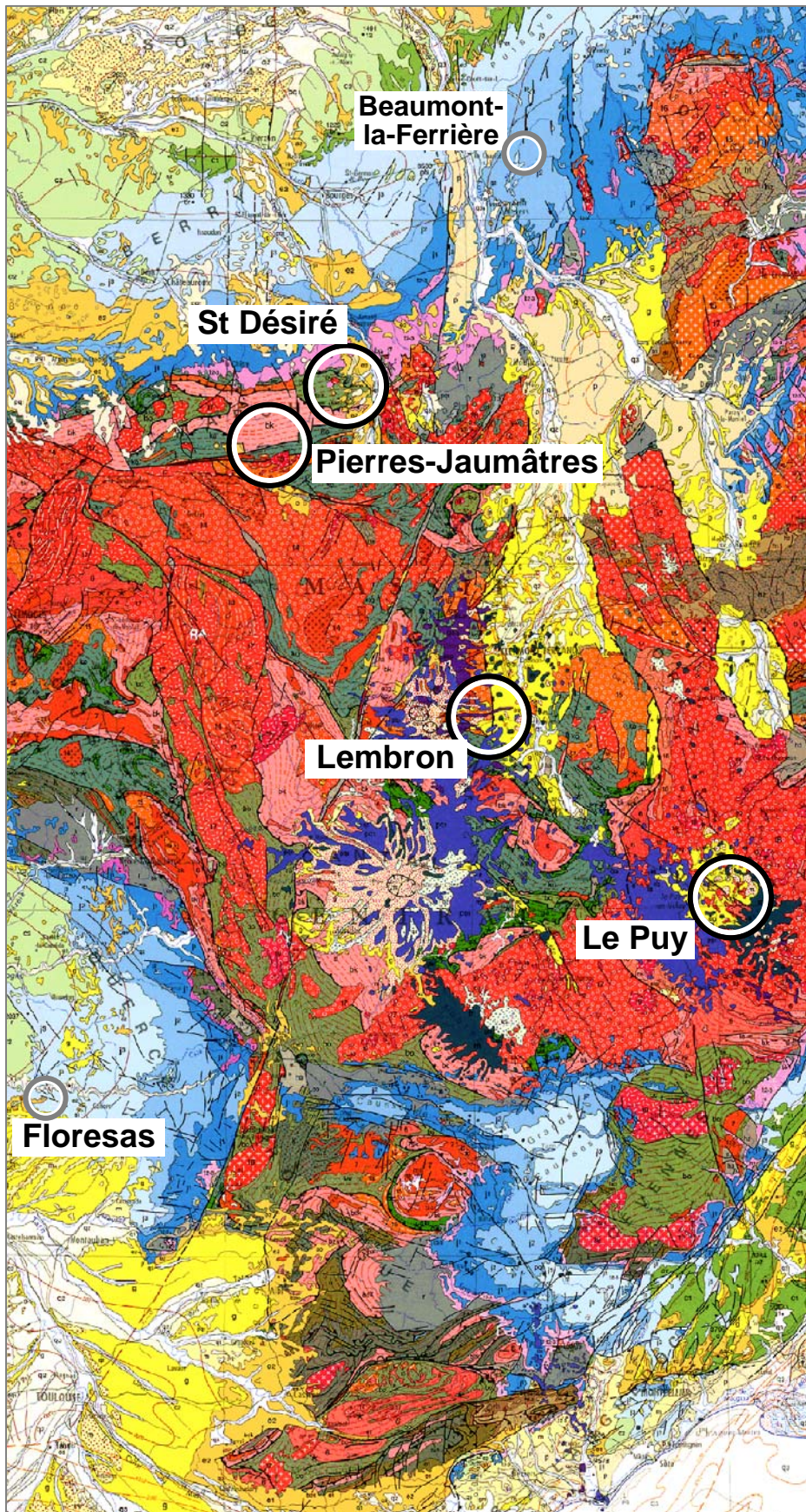
Mines-ParisTech – Thème de recherche "*Albitisation paléosurface triasique*" (2008-2018)

Collaboration Université Wroclaw (P) et École Polytechnique de Monresa (E)
Datations paléomagnétiques des albitisations Pologne, Espagne, Vosges
Post-Doc - Christine Franke (2008-2010)
Thèse Doctorat – Kouakou Yao (2014)
Travaux de Christine Franke et Médard Thiry

... et avec de nombreux collaborateurs extérieurs qui apparaissent dans les références bibliographiques citées au long du texte ... de nombreux autres n'apparaissent pas dans ces citations, ce n'est pas parce qu'ils ont démérité, mais les citations viennent avec le discours ... et je n'aurai pas été capable d'en dresser la liste sans oublis.

Sommaire

I – DÉMÊLER LES ZONES DE NON-DÉPÔT	- 1 -
II - ALBITISATION DE LA PALÉOSURFACE TRIASIQUE.....	2
LA QUESTION DES ALBITISATIONS	2
LE PROFIL ALBITISÉ	5
PALÉOGÉOGRAPHIE ET LOCALISATION DES PROFILS ALBITISÉS.....	6
PALÉOSURFACE TRIASIQUE ALBITISÉE DU MASSIF CENTRAL.....	7
III – LES CUIRASSES ROUGES SIDÉROLITHIQUES.....	9
STRUCTURATION DES DÉPÔTS.....	10
LES STRUCTURATIONS POST-DÉPÔT	11
MICROMORPHOLOGIE	14
LES PALÉOENVIRONNEMENTS	16
IV – SIDÉROLITHIQUE DU NORD DU MASSIF CENTRAL	17
SÉDIMENTATION ET PALÉOPAYSAGES	18
DATATIONS DES CUIRASSES ROUGES	20
CONCLUSION	21
V - SIDÉROLITHIQUE DU LEMBRON.....	22
CADRE GÉOLOGIQUE.....	22
LES FORMATIONS DU LEMBRON.....	23
VALLÉE DES SAINTS (BOUDES).....	25
MADRIAT - CIMETIÈRE.....	26
LES PALÉOTOPOGRAPHIES	27
DATATIONS PAR PALÉOMAGNÉTISME	28
VI - SIDÉROLITHIQUE DU BASSIN DU PUY-EN-VELAY	30
CADRE GÉOLOGIQUE.....	30
PALÉOMAGNÉTISME	30
VII - SIGNIFICATION DES PALÉOALTÉRATIONS "SIDÉROLITHIQUES"	32
EXTENSION DES PALÉOALTÉRATIONS	32
INTERPRÉTATION PALÉOCLIMATIQUE	34
VIII - EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU MASSIF CRISTALLIN.....	35
DÉNUDATIONS SUCCESSIVES DU MASSIF PALÉOZOÏQUE.....	35
RÔLE DE L'EUSTATISME.....	36
INITIATION DES GRABENS ET RUPTURE DE LA PANGÉE.....	38
PERSISTANCE DES PALÉOPAYSAGES.....	39
DISCORDANCE SOCLE/COUVERTURE.....	40
GÉODYNAMIQUE DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES.....	40
CONTRASTES CRUSTAUX	42



Il ne faut pas oublier qu'en recherche le succès va souvent à ceux qui préservent la part du jeu et du rêve dans ce qu'ils font de plus utile."

Marianne Grunberg-Manago
Prix Nobel de Médecine 1959

Paysages et paléopaysages du Massif Central et relations avec l'évolution géodynamique.

I – DÉMÊLER LES ZONES DE NON-DÉPÔT

L'histoire géologique des bassins sédimentaires est relativement bien connue. La tectonique, les à coups de la subsidence, dans une certaine mesure aussi les changements climatiques, les variations du niveau de la mer, etc., s'enregistrent au fur et à mesure de l'accumulation des dépôts sédimentaires et de leur enfouissement. Les couches successives constituent les pages du livre d'histoire du bassin.

Sur les continents la situation est beaucoup plus compliquée. Les continents sont progressivement érodés au cours de leur histoire et les marques du temps : profils d'altération, paysages et reliefs, sont détruits et des matériaux arrachés à ces zones tout au long de leur évolution (Fig. 01). Dans cette situation peu d'archives sont conservées. Ce n'est que dans des zones particulières, généralement en bordure des bassins ou dans des effondrements locaux (grabens), que les témoins des anciens paysages continentaux sont préservés à la faveur de dépôts sporadiques.

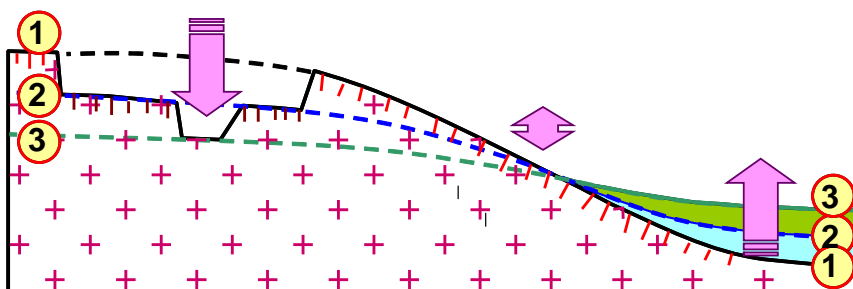


Figure 01 – Schéma montrant les relations entre incision et érosion des continents et dépôts corrélatifs dans les bassins.

Reconstituer l'histoire d'un bassin, prenant en compte la succession des dépôts, les apports, la variation de la subsidence, etc., nécessite aussi la prise en compte de l'histoire de ses bordures, pour y déceler et y dater les périodes de stabilité, de soulèvement, d'érosion, ... en bref reconstituer les paysages continentaux qui conditionnent le détritisme, mais aussi dans une certaine mesure le chimisme du bassin.

Les témoins des paysages tertiaires sont relativement nombreux en France. De grandes surfaces du sud-ouest du Massif Central (Margeride et Rouergue), de l'Aquitaine (Quercy et Périgord), ainsi que la bordure méridionale du Bassin de Paris (Sancerrois, Berry et Normandie) sont restées stables pendant la majeure partie du Tertiaire. L'érosion y a été faible et les dépôts sédimentaires sporadiques, laissant aux altérations le temps de se développer. D'autres régions ont été mobiles pendant cette même période, c'est le cas des Alpes et des Pyrénées, dans ces zones instables les altérations n'ont guère eu le temps de se développer et ont eu peu de chance d'être préservées. Seules les marges stables à l'avant de ces zones mobiles ont conservé les témoins des paysages continentaux, à la faveur de petits bassins délimités par des axes tectoniques, c'est le cas des bassins provençaux et de la région languedocienne.

Dans le Sud du bassin de Paris les dépôts paléogènes sont dispersés et forment un manteau discontinu d'argiles à silex résiduelles, de formations ferrugineuses et de cuirasses siliceuses. Seuls quelques rares affleurements sont datés par des fossiles et la plupart des corrélations reposent sur des analogies de faciès et des dispositions géométriques. Ce sont ces témoins dispersés qui permettent de préciser l'évolution géodynamique de cette bordure du bassin. Sur le Massif Central les choses se compliquent, car les témoins sédimentaires y sont rares, limitées à de petits bassins circonscrits et aux grabens d'effondrement des Limagnes. Le sous-bassement des dépôts est le socle et ne fournit donc même plus un âge maximal et si les dépôts des grabens débordent sur des formations de bordure, ils ne donnent qu'un âge minimal de ces dépôts et

ne permettent pas de dater ... sauf s'il y avait interstratification. C'est toute la question du Sidérolithique du Massif Central, considéré d'âge Éocène à Oligocène, car recouvert quasi systématiquement par les formations des grabens ... mais jamais interstratifiés ... mais toujours préservés sous les dépôts tertiaires et en bordure des grabens. Il n'en fallait pas plus pour leur attribuer un âge tertiaire ... et de rapprocher ces grandes paléaltérations rouges des dépôts kaoliniques à la base des bassins tertiaires périphériques du massif (Bassin de Paris et Aquitaine) et de la grande décharge à kaolinite à la base du Tertiaire en l'Europe ... et rapporter ces dépôts à kaolinite à des climats chauds et humides de la base du Tertiaire, attestés par la fréquence de dépôts de lignite ... et justement ces grands paléoprofils kaoliniques du Sidérolithique ... le raisonnement circulaire bouclait sur lui-même ... et oublié en cours de route que les dépôts de la base du Tertiaire contenaient souvent des calcrete et des faunes et flores à affinités sèches ou méditerranéennes ... ce que les études isotopiques confirmeront plus tard.

II - ALBITISATION DE LA PALÉOSURFACE TRIASIQUE

La question des albitisations

Les albitisations sont fréquentes dans les socles cristallins hercyniens. Elles n'ont néanmoins été assez peu étudiées. On note souvent ces altérations sous le terme générique de saussuritisation, sous-entendant que ce sont des altérations tardimagmatiques liées aux phases hydrothermales qui suivent la mise en place des plutons. Des albitisations ont aussi été décrites dans les bassins sédimentaires. On présente ici une revue rapide de la question en insistant sur la datation et la géométrie des phénomènes.

Métasomatisme des roches cristallines

L'albitisation due à un métasomatisme alcalin est relativement commune (Cathelineau, 1986 ; Petersson & Eliasson, 1997) et est associée avec le début du métamorphisme quand elle est catalysée par des migrations de fluides (Boles & Coombs, 1977). Le métasomatisme K-Na et la dissolution du quartz des granites hercyniens du Massif Central ont été attribués à des phénomènes hydrothermaux induits par des fluides de faible salinité et à des températures entre 250 et 400°C (Cathelineau 1986). Certaines albitisations métasomatiques présentent des oxydes de fer (Cathelineau, 1986 ; Caballero *et al.*, 1996 ; Petersson & Eliasson, 1997). Or les conditions oxydantes ne sont pas typiques des fluides hydrothermaux profonds, il faut donc envisager le mélange de tels fluides avec des fluides d'origine superficielle pour expliquer ces oxydes de fer.

Dans ces processus métasomatiques, liés à des circulations de fluides d'origine magmatique (*per-ascensum*), l'albitisation est liée aux structures internes des massifs cristallins, se développant autour des massifs et le long des fractures (Fig. 02). L'érosion recouperait de tels faciès albitisés sans relation géométrique particulière. Dans tous les cas ces albitisations sont plus anciennes que la surface d'érosion du socle cristallin et à *fortiori* plus anciennes que la couverture sédimentaire des socles.

Diagenèse d'enfouissement dans les bassins sédimentaires

Aux grandes profondeurs d'enfouissement, les grains de feldspath des grès sont communément albitisés (Coombs, 1954 ; Ramseyer *et al.*, 1992). Il en est ainsi de l'albitisation de la formation oligocène de Frio (Texas) qui s'est faite pendant la diagenèse à des profondeurs excédant 4000 m, en relation avec la circulation de saumures Na-Ca-Cl dans le bassin (Land & Milliken, 1981). L'albitisation des feldspaths est aussi décrite dans plusieurs séries gréseuses tertiaires de la Gulf Coast et se serait développée entre 2500 et 2900 m de profondeur et à des températures entre 110 et 120°C (Boles, 1982). De même, l'albitisation est décrite dans les réservoirs clastiques du Trias, Jurassique, Crétacé inférieur et Tertiaire de l'offshore de Norvège, où elle ne débute pas avant 2000 m d'enfouissement et 65 à 145°C (Saigal *et al.*, 1988 ; Aagaard *et al.*, 1990 ; Morad *et al.*, 1990).

Des albitisations le long des discordances du socle peuvent éventuellement se développer si des fluides diagénétiques venaient à migrer le long de la discordance. De telles migrations de fluides peuvent être liées à des gradients de température-pression depuis les zones profondes des bassins adjacents. Dans ce cas l'albitisation affecterait probablement aussi les formations sédimentaires qui surmontent la discordance et dans tous les cas serait plus jeune que la discordance (Fig. 02).

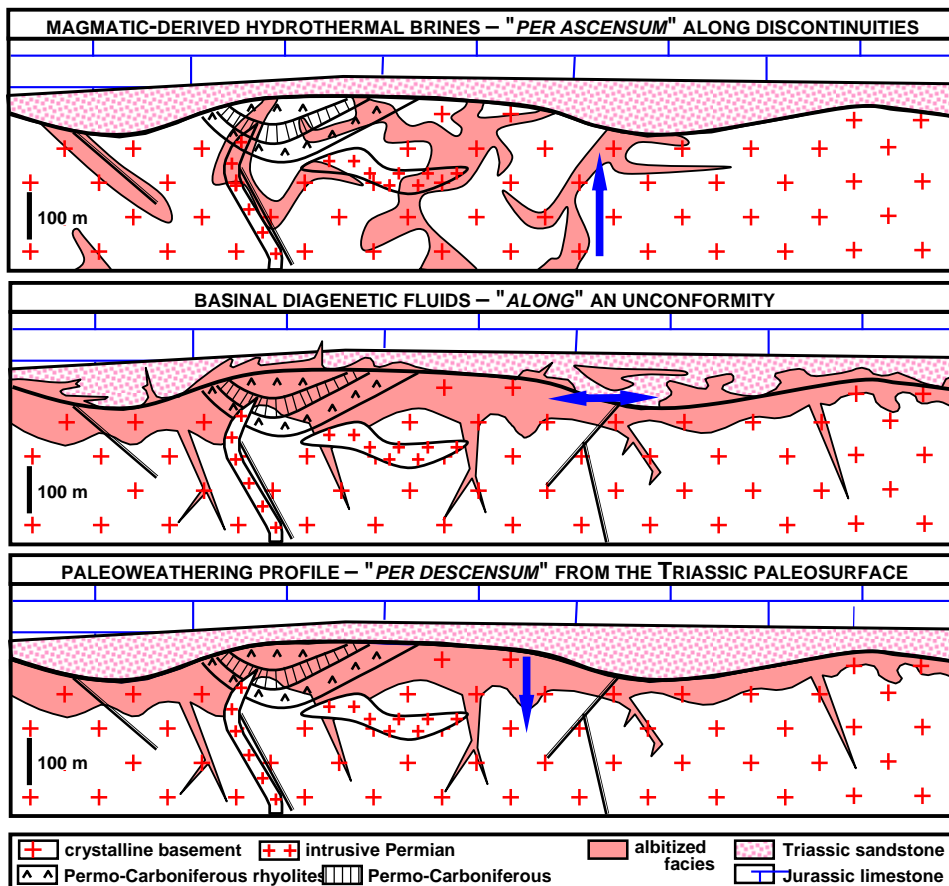


Figure 01 - Schémas montrant les relations géométriques des faciès albitisés avec une discordance entre socle et couverture selon différents processus génétiques envisagés. Comme toujours en géologie cette géométrie implique une histoire. Ainsi les albitisations sont anté-discordance dans le cas d'une origine magmatique, post-discordance dans l'hypothèse d'une albitisation par les fluides diagénetiques et de l'âge de la discordance dans le cas d'une altération liée à la surface.

Altération profonde dans les zones émergées

Dans le SW du Massif Central, l'albitisation a affecté les roches cristallines du socle, mais aussi les dépôts sédimentaires du Permo-Houiller (Yerle & Thiry, 1979 ; Schmitt & Simon-Coinçon, 1985 ; Clément, 1986 ; Schmitt 1986 & 1992). Les affleurements et les sondages (> 200 m) montrent que l'albitisation est liée à la discordance triasique, avec une évidente augmentation de l'albitisation depuis la profondeur vers cette discordance et sa disparition en profondeur (Schmitt, 1992). Les travaux d'exploration et d'exploitation de l'uranium dans les SW du Massif Central ont fourni une masse considérable d'informations. La force des résultats accumulés sur ces sites réside dans l'analyse minéralogique et pétrographique fine, mais aussi, et surtout, dans l'abondance du matériel disponible en sondage et en mine qui a permis de tracer les dispositions spatiales de les suivre au pas à pas (Fig. 03). En outre, le remaniement de plagioclases albitisés est connu dans les grès transgressifs liasiques, impliquant une albitisation pré-Jurassique et excluant une albitisation tardive le long de la discordance par des fluides issus du bassin.

La relation géométrique spécifique avec la paléosurface triasique, le développement de l'albitisation dans les sédiments post-orogéniques du Permien (Fig. 02) ont amené à interpréter ces albitisations comme développées dans des conditions superficielles (liées à des processus *per-descensum*), après érosion du socle et avant le dépôt de la couverture post-triasique. Ainsi, ces albitisations sont interprétées comme liées au développement de profonds profils d'altération, sous l'influence des nappes aquifères, (jusqu'à 150 m de profondeur et plus) pendant la longue période d'exposition de la surface d'érosion.

Cette hypothèse d'une paléoaltération liée à la paléosurface triasique a été confirmée par diverses méthodes de datation. Les datations K-Ar des minéraux secondaires liés aux albitisations du Rouergue (SW du Massif Central) ont donné un âge triasique (Bonhomme *et al.*, 1980 ; Schmitt *et al.*, 1984). Ces datations ont été confirmées récemment par l'étude du paléomagnétisme de coupes albitisées dans le Morvan (Ricordel *et al.*, 2007), en Pologne méridionale (Franke *et al.*, 2010 ; Yao, 2013), en Espagne (Parcerisa *et al.*, 2010) et dans les Vosges (Vercruysse, 2011 ; Thiry *et al.*, 2011). Pr ailleurs, les faciès albitisés de Catalogne (NE Espagne) ont été datés par U-Th-Pb_{total} sur des monazites et par K-AR sur des phénocristaux de feldspaths potassiques albitisés et ont donné des âges Permien supérieur et Trias inférieur, confirmant par des méthodes indépendantes les datations paléomagnétiques obtenues précédemment (thèse Fabrega en cours). Pour ces mêmes séries espagnoles, L'étude des isotopes ¹⁸O des albites, des feldspaths potassiques et des quartz liés à l'albitisation montre que l'albitisation se serait faite à des températures comprises entre 50 et 70°C.

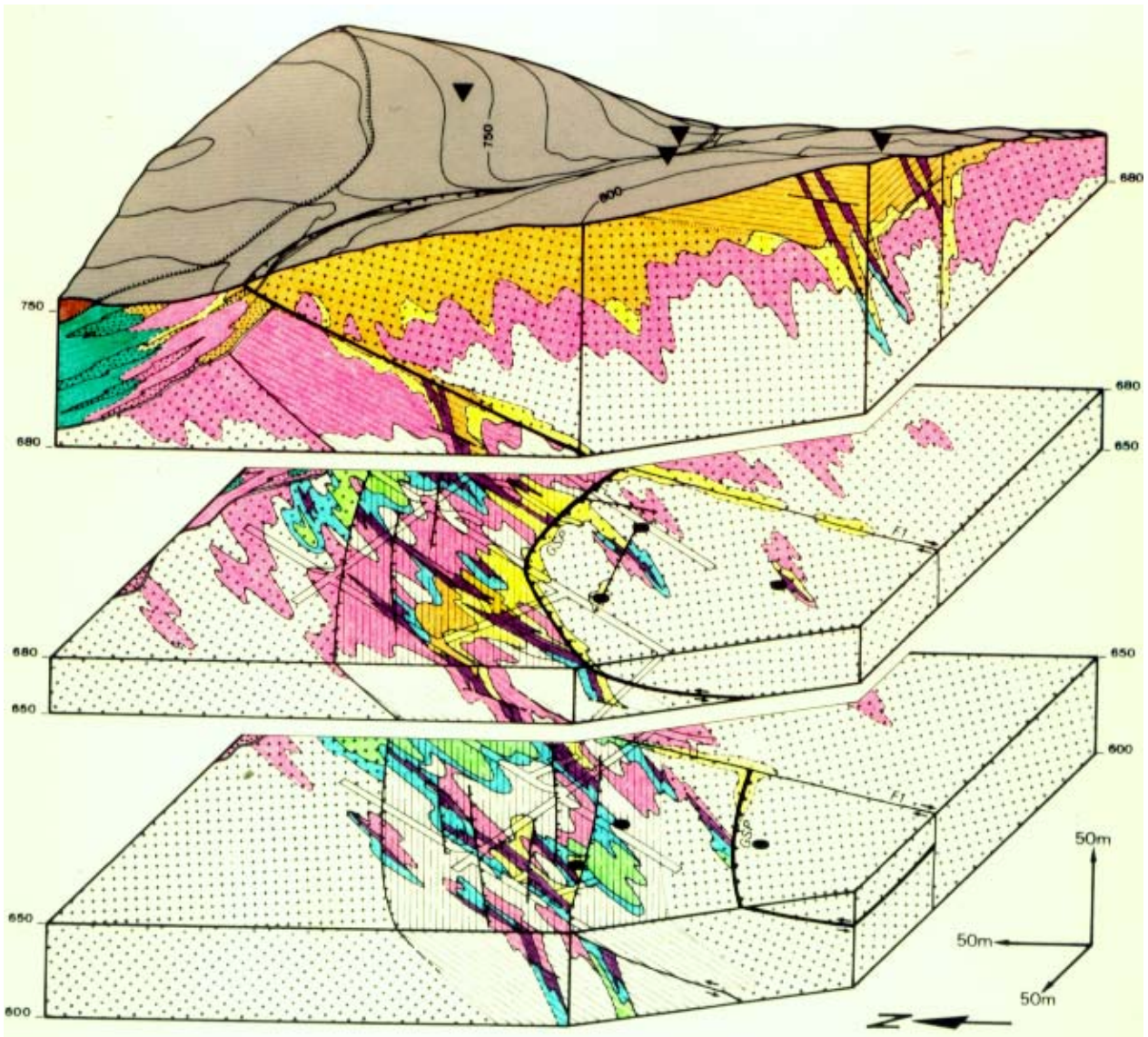


Figure 03 – Blocs diagramme de la mine d’uranium de Bertholène (12), dans les ortho-gneiss des Palanges, sur le Nord du Rouergue. Les sondages et les travaux miniers ont permis une restitution très détaillée des volumes altérés : rose= faciès albitisé à chlorite et pigments d’hématite ; jaune = faciès ferrugineux (post albitisation) ; les couleurs bleutées et verdâtres correspondent à des brèches minéralisées. Noter la discordance de l’albitisation sur les sédiments permo-houillers (en haut à gauche du bloc). Reproduit de Schmitt (1986).

Des faciès pétrographiques identiques ont été reconnus au Maroc, Massif des Maures, Bretagne, Forêt-Noire et Norvège (Fig. 04). L’étude de leur paléomagnétisme n’a pu être effectuée pour l’heure et donc leur âge n’a pu être confirmé.

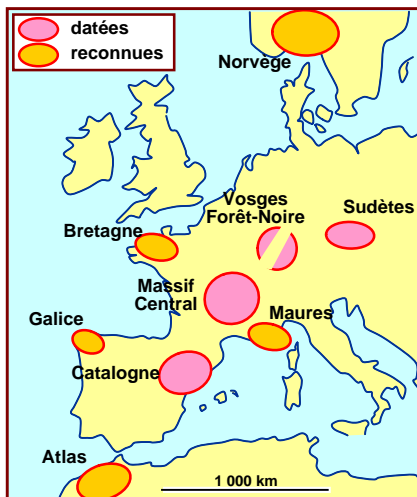


Figure 04 Socles albitisés aux caractères pétrographiques identiques à ceux du Massif Central français.

Le profil albitisé

Des faciès albitisés ont été reconnus sur pratiquement tout le Massif Central. L'albitisation affecte le socle (gneiss et granites) (Schmitt, 1986, 1992 ; Parcerisa *et al.*, 2010), ainsi que les sédiments permo-carbonifères sur de grandes épaisseurs (Yerle et Thiry, 1979 ; Clément, 1986 ; Schmitt et Clément, 1989). Sur le socle, ces profils correspondent à une succession d'horizons : tacheté rose à la base et moucheté rouge au sommet. L'altération est caractérisée par l'albitisation des plagioclases primaires et la chloritisation des biotites primaires. La chlorite secondaire présente des inclusions de feldspath potassique, d'hématite, de sphène et de séricite. L'hématite pigmente l'albite secondaire à la base du profil et forme de petits granules (~50 µm) dans les parties supérieures du profil.

Les profils albitisés sont connus à l'affleurement et en sondage. L'épaisseur des profils albitisés peut atteindre 150 m. Ces profils se caractérisent par une succession d'horizons de la base au sommet (Fig. 05).

- Dans la partie inférieure du profil (horizon tacheté), l'altération est caractérisée par de taches roses au sein de la roche non altérée. Dans les tâches roses les plagioclases sont entièrement albitisés. La coloration rose des plagioclases albitisés est due à de très fins pigments d'hématite. Les biotites sont partiellement chloritisées et contiennent des inclusions d'anatase, d'hématite, de feldspath-K et de fluorapatite.
- Dans la partie médiane du profil (horizon rose), la roche est entièrement rosie par l'albitisation des plagioclases. L'albitisation s'accompagne de la précipitation de très petits granules d'hématite, de séricite et d'inclusions de calcite. Les biotites sont entièrement chloritisées avec les mêmes accompagnants minéraux que dans l'horizon inférieur. Généralement ce faciès rose affecte toute la roche, mais il peut être limité à des fentes dont les bordures sont albitisées sur une épaisseur plus ou moins importante. Les fentes pénètrent alors les faciès tachetés ou même la roche fraîche non altérée.
- Dans la partie supérieure du profil (horizon rouge), existe la même paragenèse minérale que dans l'horizon rose avec une augmentation de la quantité et de la taille des séricites et des inclusions d'hématite. Cette augmentation de l'hématite se fait dans l'albite, dans la chlorite et dans les joints inter-cristallins et les fractures.

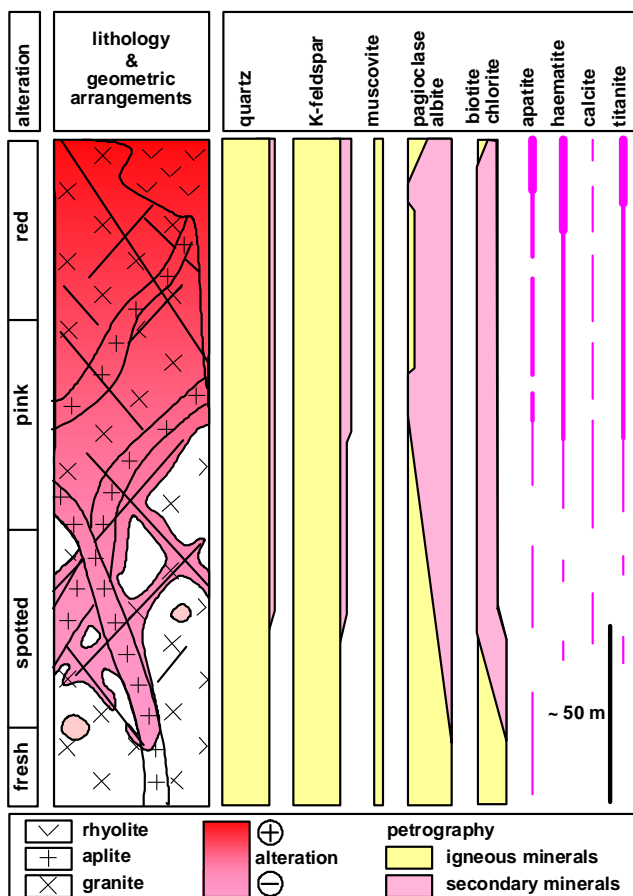


Figure 05 – Schéma du paléoprofil d'albitisation. Trois stades d'altération se superposent de la profondeur vers la surface et sont caractérisés par des paragenèses minérales successives. Cette succession d'horizon a été reconnues dans les différents massifs granitiques étudiés : Maroc, Espagne, Massifs Central, Morvan, Vosges, Forêt-Noire et massif des Sudètes en Pologne.

Les faciès supérieurs, très albitisés et oxydés sont généralement limités aux points hauts et aux plateaux des paysages actuels. Dans les fonds de vallée l'albitisation est limitée à des fentes qui recoupent le socle et dont l'épaisseur et la fréquence diminue progressivement avec la profondeur. Les relations géométriques entre les phénomènes d'albitisation et la paléosurface triasique ont pu être précisées par la cartographie des faciès albitisés qui sont spatialement liés à la bordure des bassins triasiques (Schmitt et Simon-Coinçon, 1985) et par l'étude de nombreux sondages dans le socle (prospection d'uranium) qui montrent clairement la présence de faciès albitisés sous la couverture triasique et infra-liasique et leur disparition en profondeur (Schmitt, 1986).

Ce sont des profils d'altération de type pédologiques présentant un gradient d'altération avec les horizons les plus altérés en surface et diminuant en profondeur et prenant en écharpe toutes les roches à l'affleurement sur cette surface de discordance.

Paléogéographie et localisation des profils albitisés

Dans le Sud du Massif Central, la paléogéographie triasique était caractérisée par un bassin peu profond (ouvert vers le SE) où des dépôts d'évaporites épicontinentales sont connus. Le continent triasique qui bordait le bassin au Nord formait des reliefs modérés autour d'une dépression centrale qui préfigurait le bassin jurassique des "Grands Causses" (Schmitt & Simon-Coinçon, 1985). Par ailleurs on sait que durant le Trias et le Lias inférieur la région se situait à des latitudes subtropicales, avec un climat semi-aride à aride, qui a conduit au dépôt d'épaisses couches de sel dans les mers épicontinentales et lagunaires qui bordaient le continent. Les profils albitisés du Sud du Massif Central sont apparemment mieux développés et plus épais dans la dépression centrale du paléopaysage triasique (Fig. 06).

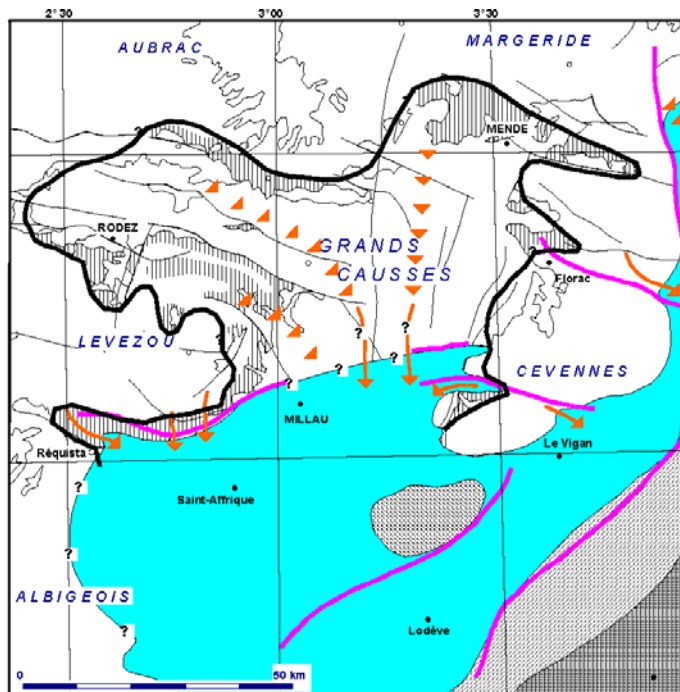


Figure 06 - Paléogéographie triasique du Sud du Massif Central et distribution des albitisations.

Le développement de l'albite a sûrement nécessité un important apport extérieur de Na^+ . Les approches par modélisation géochimique ont montré qu'à basse température la percolation d'eau de mer ne conduit à l'albitisation, le fluide réactant doit avoir un rapport Na/K supérieur à celui de l'eau de mer, et par conséquent le sodium doit provenir d'une source enrichie en Na (Schmitt, 1994). L'environnement particulier du Trias et la localisation des puissants profils albitisés suggèrent que des solutions salées ou du sel d'origine marine, ont joué un rôle essentiel dans cette altération particulière (Fig. 07) (Thiry *et al.*, 2009).

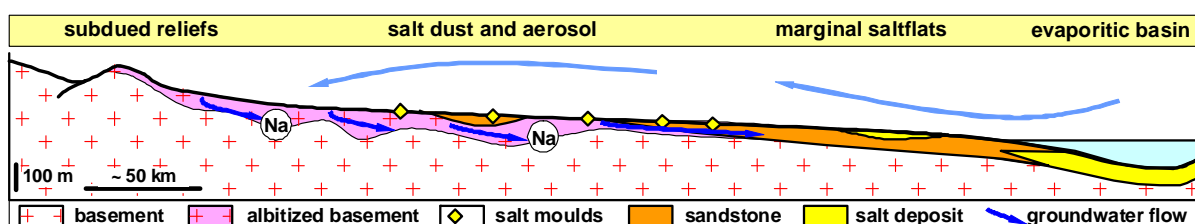


Figure 07 - Schéma paléogéographique supposé des environnements triasiques qui ont conduit au développement des albitisations.

Paléosurface triasique albitisée du Massif Central

Les faciès albitisés sont bien représentés dans tout le Massif Central où ils affectent les faciès granitoïdes, mais aussi les gneiss et quelque fois les schistes quand ils ne sont pas trop phylliteux.

Les faciès albitisés sont bien représentés dans le secteur du Lembron et du horst de St Yvoine (Fig. 08). Du granite albitisé avec des faciès en fentes et des faciès roses massifs sont en particulier connus dans le secteur de St Gervazy, de Bardes (Les Mottes), etc. Les formations sidérolithiques et les dépôts argilo-sableux de l'Oligocène reposent souvent directement sur le granite ou les gneiss albitisés. On retrouve des dispositions tout à fait similaires dans d'autres régions du Massif Central, en particulier dans le nord, dans le Morvan et de part et d'autre du fossé du Cher, au centre en Margeride et secteur du Malzieu, dans le sud-ouest en Rouergue et au nord des Grands Causses, la Montagne Noire au sud, les Cévennes au sud-est, etc. Dans le Nord du massif un dôme granitique albitisé émerge au milieu des formations sidérolithiques et des paléoreliefs du secteur de St-Désiré et plus à l'Ouest, au Sud de Culan les faciès albitisés forment des reliefs qui dominent de près de 100 m les bas plateaux environnants et le bassin tertiaire de Gouzon (Fig. 09).

Ces dispositions géométriques montrent la grande stabilité de ces régions de socle depuis le Trias : à peine une centaine de mètres de socle a été érodée/altérée pendant les 150 Ma qui séparent le Trias du Tertiaire ! Reste posée la question d'une couverture mésozoïque éventuelle qui a pu "fossiliser" et protéger cette paléosurface, qui aurait alors été exhumée plus récemment

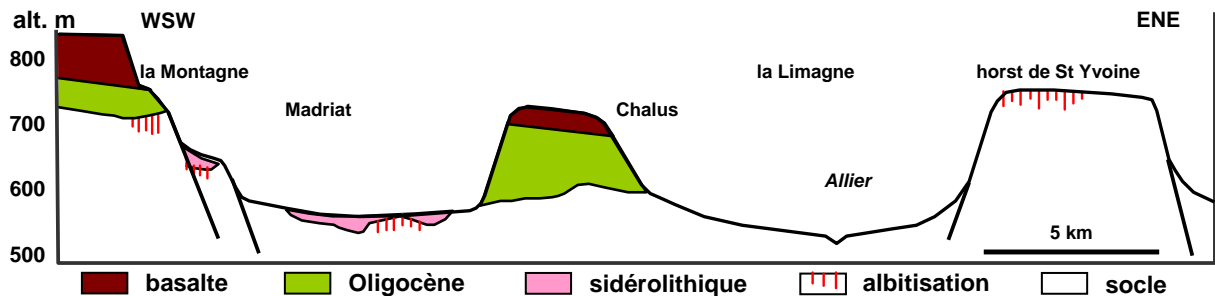
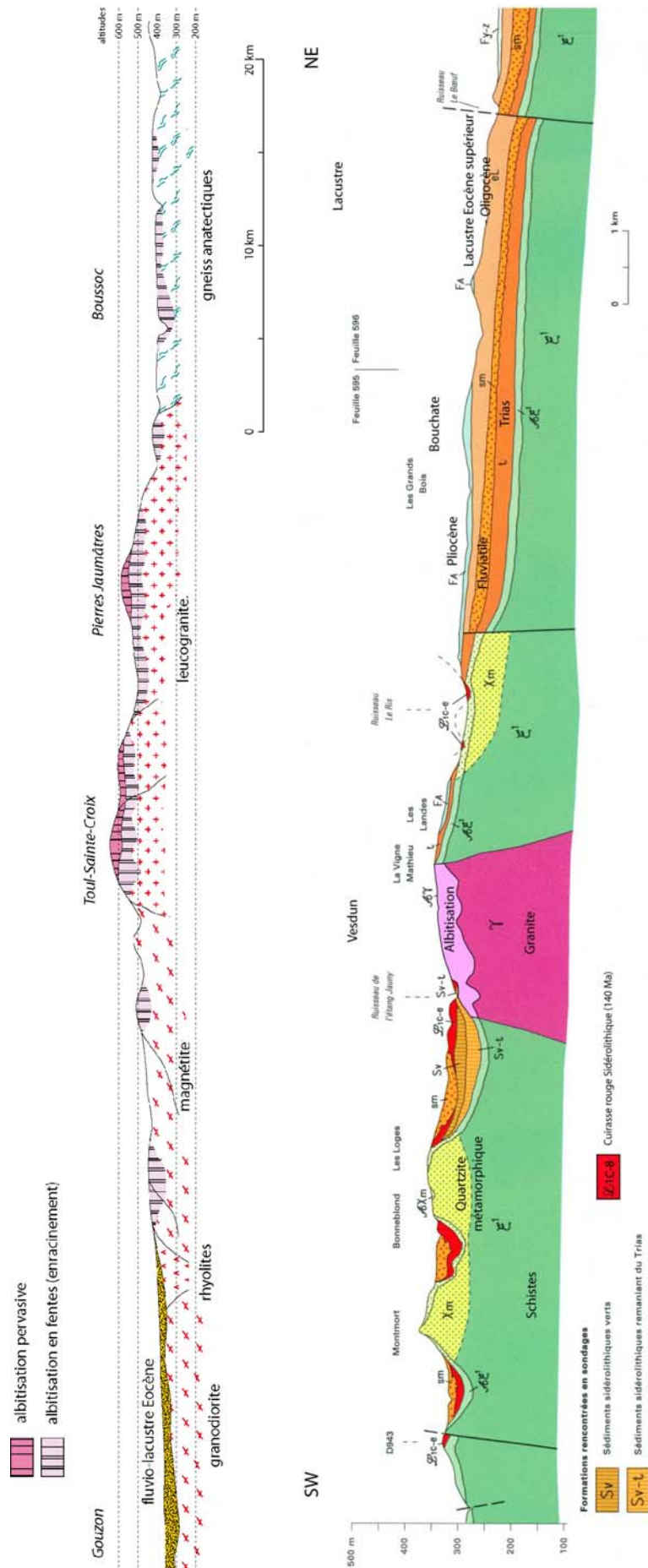


Figure 08 - Coupe (très) schématisée à travers le Lembron et les Limagnes montrant la concordance entre les paléosurfaces triasiques (albitisation), sidérolithiques (formations rouges) et oligocènes (dépôt argilo-sableux).



Coupe extraite de Carte géologique Châteaumeillant à 1/50.000 (Quesnel et al., 2009).

III – LES CUIRASSES ROUGES SIDÉROLITHIQUES

La datation des formations rouges azoïques qui reposent sur le socle du Massif Central est une préoccupation ancienne (Fig. 10). Ces formations ont été classiquement rapportées au Tertiaire, quelquefois à l'Éocène, souvent à l'Oligocène, sans autre argument que la conviction profonde du géologue. Par leur richesse en kaolinite et en oxydes de fer, elles ont été rapportées à des paléoaltérations latéritiques en place ou remaniées.

La reprise de la cartographie de ces formations a renouvelé leur étude. Il est apparu que ces "cuirasses rouges" se sont développées autour de paléoreliefs (Fig. 11) et qu'elles correspondent à des altérations lessivantes kaoliniques, sous climat chaud et humide, suivies d'indurations siliceuses sous climats plus secs (?). Leur attribution stratigraphique a été complètement remise en cause par les datations paléomagnétiques ... et par conséquent c'est l'évolution géodynamique du Massif Central au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque qui a été à reconsidérer entièrement.

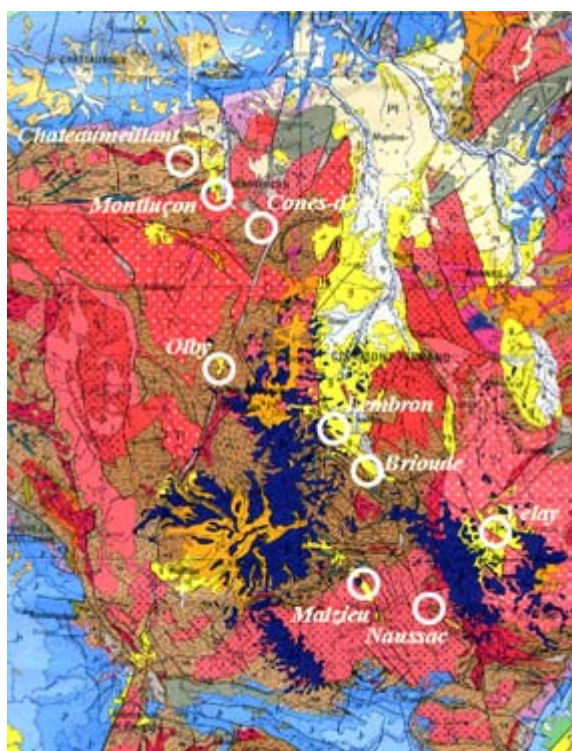


Figure 10 – Principaux secteurs d'affleurement des formations rouges sidérolithiques. Ils sont tous liés à des grabens.

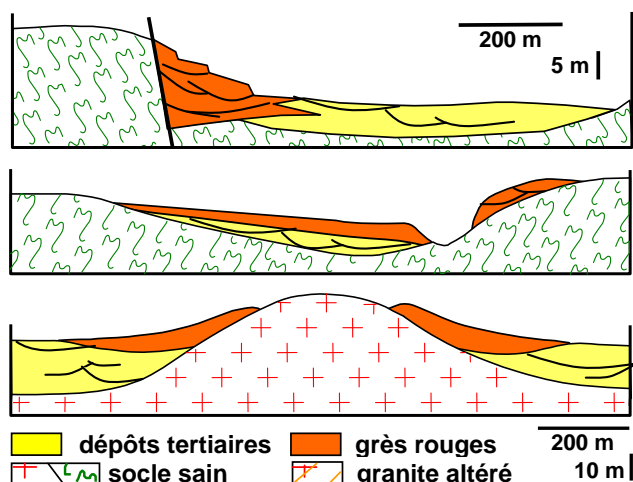


Figure 11 - Cuirasses ferrugineuses sidérolithiques sont des paléoprofils d'altération qui fossilisent différents types de paléoreliefs du socle : escarpement de faille, paléorelief de socle (inselberg), buttes résiduelles sur le socle altéré et remplissage de paléovallées (d'après Thiry et Turland, 1985).

Structuration des dépôts

Description des formations

Les formations rouges "sidérolithiques" ne montrent en général pas de stratification nette (Fig. 12). Elles sont formées d'un grès à grain moyen (millimétrique) sans granoclassement apparent, à matrice argileuse importante. Néanmoins, ces grès sont cohérents et cimentés, formant quelques fois des escarpements naturels de plusieurs mètres de hauteur (Châteaumeillant, Cosnes-d'Allier). Les faciès les moins évolués sont homogènes et monotones (Le Rouget) ; les faciès les plus évolués sont noduleux, avec des débits prismatiques, columnaires et planaires. Des dépôts grossiers existent aussi (Naussac, Châteaumeillant). Ce sont des grès à quartz millimétriques et contenant des éléments grossiers de 1 à 10-20 cm de diamètre, sans tri granulométrique. Les éléments grossiers "flottent" au sein des grès rouges, suggérant des dépôts mis en place par écoulement de nappe (sheet flood), plutôt que de vrais dépôts torrentiels. La matrice gréseuse est formée de grains de quartz millimétriques à centimétriques anguleux, sans arrondi apparent.

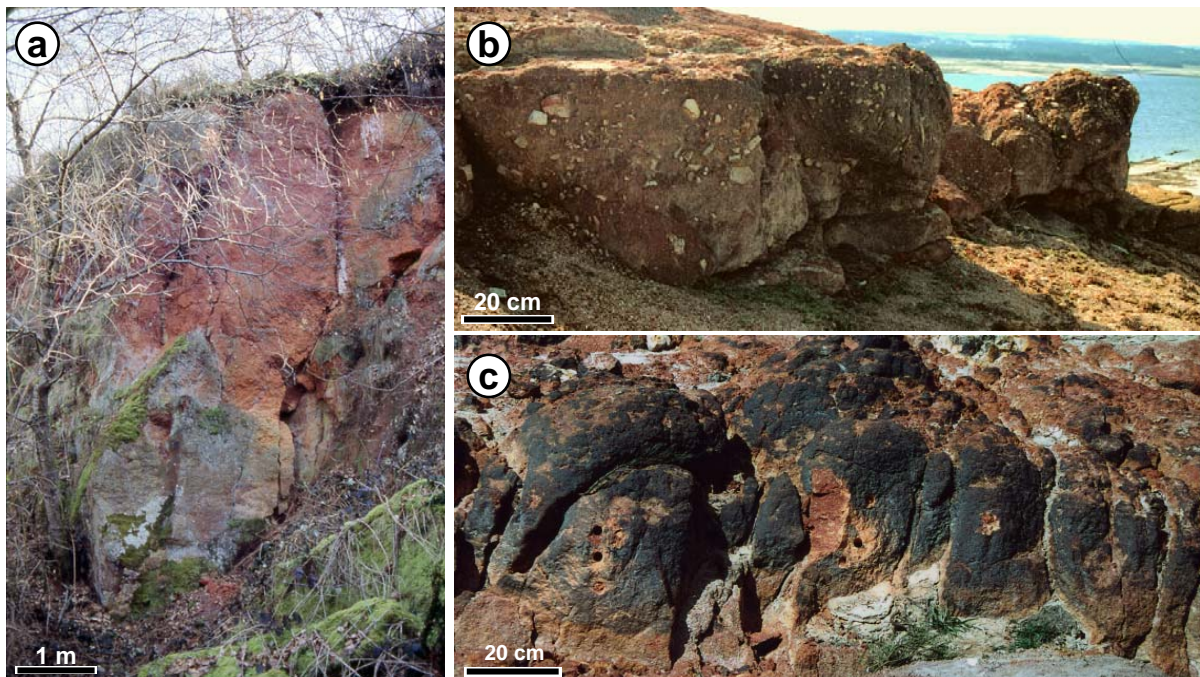


Figure 12 - Faciès des grès rouges "sidérolithiques". a) Grès rouge moyen, argileux, sans stratification marquée. Les fentes verticales qui déterminent un débit columnaire montrent des remplissages noduleux avec terriers (Petit-Villevandret, 03). b) Grès grossiers à stratification irrégulière et gros éléments de quartz anguleux qui "flottent" au sein du grès (Naussac, 48). c) Débit columnaire du niveau de grès, résultant des transformations au sein d'un sol avec fentes verticales plus pédoturbées que le corps des colonnes et structures de coiffe au sommet des colonnes. Noter les points de prélèvement pour les mesures paléomagnétiques. La patine noire des grès est acquise en milieu immergé (Naussac, 48).

Les bioturbations

L'une des particularités de ces coupes est la présence de très nombreuses bioturbations qui affectent certains niveaux gréseux (Fig. 13). Ces bioturbations se marquent d'autant mieux qu'elles sont souvent soulignées par des blanchiments postérieurs à leur mise en place, mais certains niveaux rouges peuvent aussi en être pétris, elles y sont simplement moins évidentes. Les bioturbations les plus fréquentes sont constituées de terriers irréguliers, de diamètre centimétrique, sans structuration particulière des parois, et qui se recoupent les uns les autres. Ils se concentrent dans certains niveaux. Leur densité devient souvent plus importante vers la base des niveaux gréseux, au contact de niveaux plus argileux sous-jacents où les terriers horizontaux prédominent. Leur disposition et leur constitution les apparentent à des terriers de termites bien connus dans les sols actuels (Wielemaker, 1984 ; Eschenbrenner, 1988) et les formations anciennes (Genise & Bown, 1994 ; Rayot, 1994 ; Thiry *et al.*, 2006a). D'autres terriers montrent des parois construites avec des matériaux plus fins, plus argileux et à surface interne lisse. Ces traces s'apparentent à des nidifications d'insectes (Martin, 1995 ; Genise & Bown, 1994 ; Hasiotis, 2003), déjà décrites précédemment dans les formations

rouges du Fossé du Cher dans la carrière de Ste Alix au nord de Montluçon (Ducreux *et al.*, 1988).
 Existents aussi des structures plus importantes qui paraissent correspondre à des terriers de vertébrés.

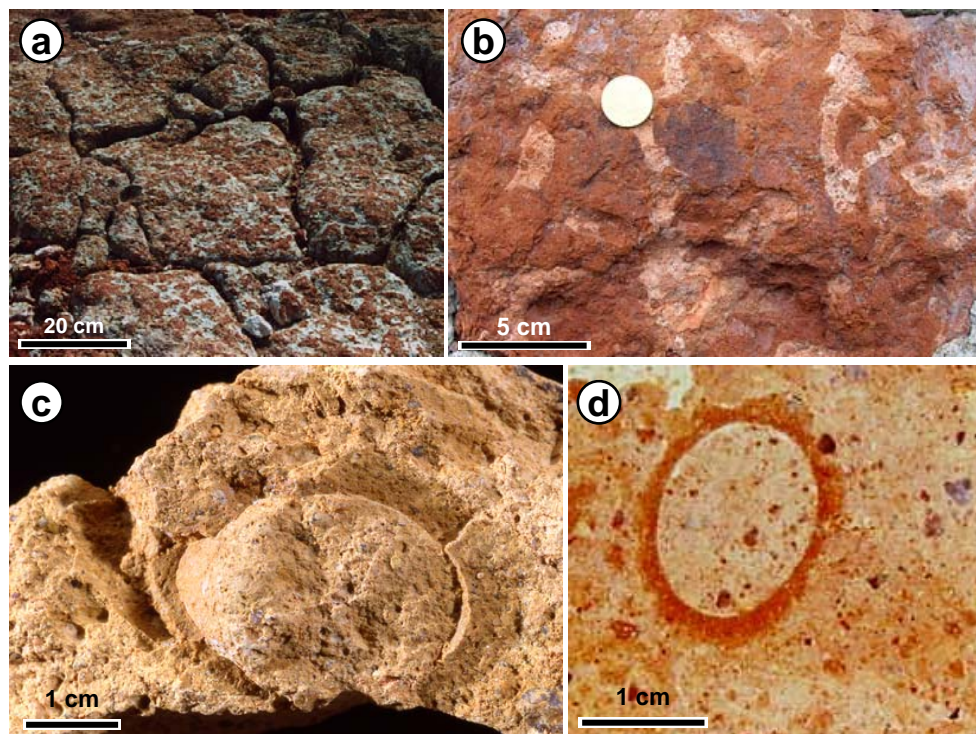


Figure 13 - Bioturbations des grès rouge. a) niveau colonnaire (vue par le dessus), fortement bioturbé par des terriers de termites blanchis (Naussac, 48). b) Détail des remplissages de terriers (dans le mur d'une maison à Passat, Saint Victor, 03). c & d) Coupes dans des traces ichnologiques à paroi construite. La paroi cimente les grains du grès et présente une surface lisse vers l'intérieur. Il s'agit probablement de nidifications d'hyménoptères ou de coléoptères (Saint Victor, Ste Alix, 03).

Les structurations post-dépôt

Débit colonnaire.

Les niveaux gréseux présentent souvent un débit en "colonnes" de diamètre décimétrique à métrique. Les fentes verticales qui délimitent les colonnes ne présentent parfois pas de structuration particulière, mais le plus souvent sont le siège de bioturbations plus intenses et quelquefois montrent des remplissages noduleux ou ont même un aspect pseudo-bréché. Pour les débits colonnaires avec fentes verticales structurées, le sommet des colonnes présente un profil bombé "plongeant" vers les fentes verticales. En surface, les fentes verticales forment un réseau polygonal de taille décimétrique à métrique qui évoque des réseaux de fentes de dessiccation. Néanmoins, ces fentes ne se limitent pas à de simples phénomènes de dessiccation. Elles présentent des organisations plus complexes, avec bioturbations, mais aussi structures d'illuviations et blanchiments. Ces organisations se superposent éventuellement à des fentes de dessiccation, mais correspondent à des transformations pédologiques plus profondes du matériel. Dans les faciès les plus matures (évolués) le développement du débit colonnaire s'accompagne de la formation de faciès nodulaires et de grandes illuviations de matériaux fins (Fig. 14). Des illuviations se forment en base des vides et des pores et au sommet des nodules. A terme, l'extension des illuviations basales et des coiffes conduit à la formation de raies onduleuses pluri-centimétriques à décimétriques qui viennent littéralement envelopper les nodules.

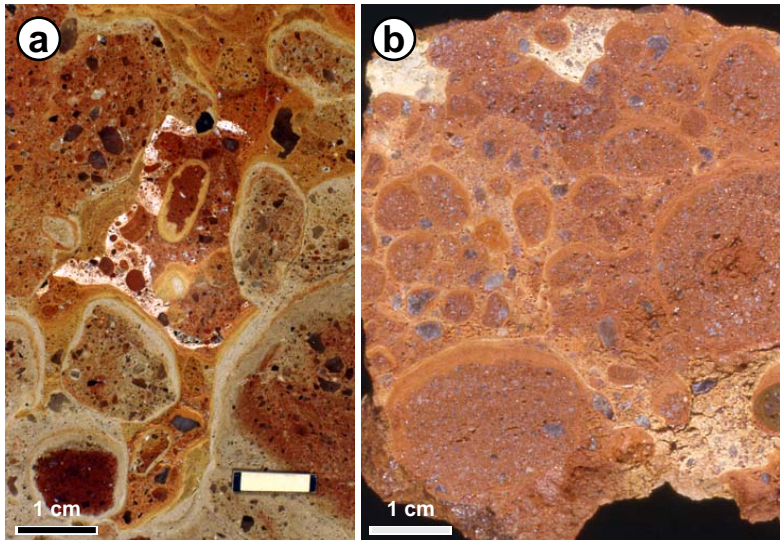


Figure 14 –structures d'illuviation.
d) Faciès nodulaire avec grandes illuviations de matériaux fins en base des vides et en coiffe dans les nodules (Le Bouchet, Olby, 63).
e) Faciès noduleux similaires avec extension des illuviations jusqu'à former des raies qui "enveloppent" plusieurs nodules (Naussac, 48).

Blanchiments et fentes planaires.

Les blanchiments sont une des caractéristiques remarquables de ces grès rouges (Fig. 15). Les blanchiments affectent souvent les terriers comme on l'a signalé plus haut, mais ils sont particulièrement bien développés dans des niveaux à fentes planaires. Ces faciès à fentes planaires et blanchiment peuvent se développer à différents niveaux dans les coupes. Les fentes plates, espacées de 5 à 10 cm, sont irrégulières, se recoupent et se développent dans les faciès de grès rouge plus fin et plus argileux. Les bordures des fentes sont décolorées et entièrement blanchies, l'intérieur des fentes montre souvent le développement de pellicules de dépôts blancs de 0,1 à 2-4 mm d'épaisseur, qui à l'analyse s'avèrent être des dépôts de silice (opale-CT).

Le développement des dépôts de silice dans les fentes planaires peut devenir important dans certaines coupes en position aval par rapport aux paléoreliefs (Thiry & Turland, 1985 ; Thiry, 1999), avec des dépôts de silice atteignant 2 à 3 cm d'épaisseur et "mimant" des stratifications laminaires fines alors que le matériel hôte est une arkose grossière.

Toposéquences

Dans certains cas les coupes présentent des structurations directement plaquées sur les paléomorphologies contre lesquelles elles s'appuient. On reconnaît alors des organisations qui évoluent de l'amont à l'aval, formant de vraies toposéquences, ou chaînes de sols. A l'amont se sont les structures verticales qui prédominent, avec débit colonnaire, fentes verticales à remplissage granulaire (sablon-graveleux-noduleux) et illuviations argileuses, et à l'aval se sont les structures plates, horizontales qui prédominent, cimentées par des dépôts et des concrétionnements de silice. Dans certains cas des silicifications apparaissent au sein des argiles du bassin à l'aval de ces toposéquences.

Minéralogie

La minéralogie des formations rouges est monotone. Les grès rouges sont presque exclusivement formés de quartz et de kaolinite. Des feldspaths potassiques sont sporadiquement présents, leur teneur n'atteint jamais 5% de la roche totale. Les oxydes de fer sont essentiellement sous forme d'hématite, mais de la goéthite est également présente, surtout à proximité des faciès blanchis. De l'anatase doit être mentionnée, elle forme entre 1 et 2% de la roche totale de façon très régulière, comme dans la plupart des formations d'altération kaoliniques anciennes ou actuelles. Les faciès blanchis se distinguent par la présence d'opale-CT. C'est une constante de ces faciès. Les plaquettes siliceuses des fentes planaires sont souvent formées exclusivement d'opale-CT, ou d'opale-CT accompagnée de kaolinite. La smectite est également plus abondante dans les faciès blanchis.

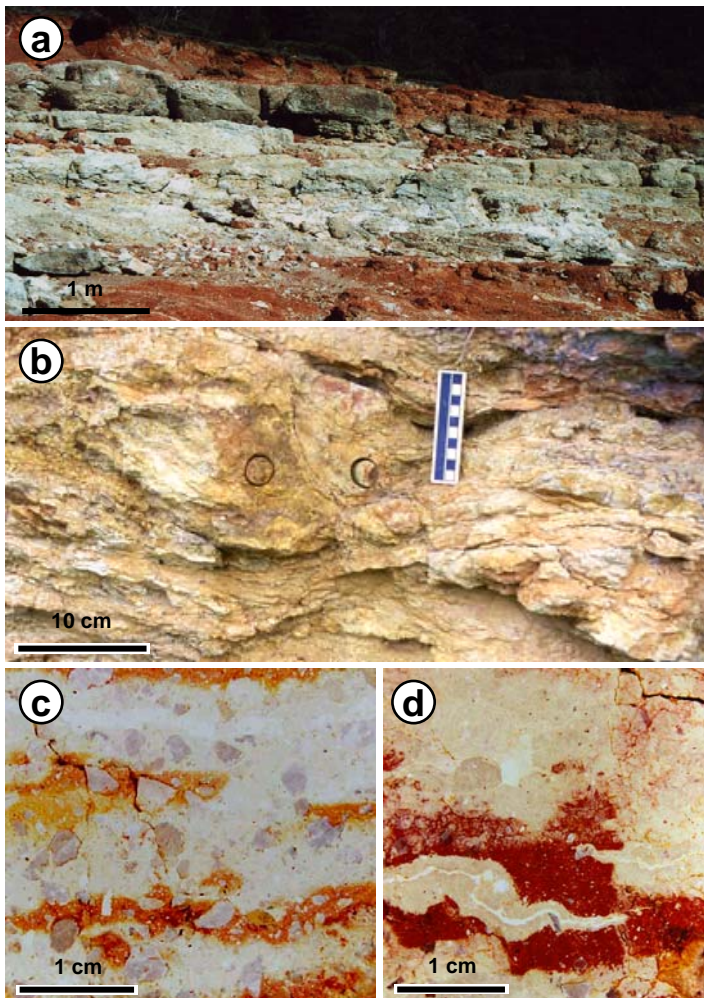


Figure 15 - Fentes planaires blanchies et dépôts de silice associés. a) Niveaux blanchis à prédominance de structures planaires, surmontés par un niveau gréseux fortement bioturbé et à débit colonnaire fruste (Naussac, 48). b) Dépôts laminés de silice dans des fentes plates au sein d'une arkose argileuse d'un profil en position aval (Passat, Saint Victor, 03). e, f) Sections sciées montrant le blanchiment des formations rouges (blanc-beige) accompagné du dépôt de silice (blanc franc) dans la porosité du grès et dans des fentes (Naussac, 48).

La compaction

Aucun indice de compaction n'a été mis en évidence dans toutes les coupes étudiées. Mais, il faut être conscient que détecter des indices de compaction dans des dépôts continentaux sableux qui ne se sont pas déposés sous l'eau, ou à fortiori dans des paléosols, est sûrement plus difficile que de mettre en évidence des indices de compaction dans des marnes ou des argiles déposés sous l'eau. Néanmoins, les matériaux "sidérolithiques" présentent de fortes porosités intergranulaires, mais aussi des fentes, des vides de soutirages, etc. qui sont susceptibles de subir de fortes compactions. Toutes les micromorphologies, de taille milli- à centimétriques sont préservées sans aplanissement notable. De même les grandes structures d'illuviations argileuses dans les coupes indurées, ne montrent aucun indice de compaction. Cette absence de compaction a deux implications majeures :

- elle est la condition pour pouvoir appliquer les méthodes de datation paléomagnétiques à ces matériaux, en particulier pour que les mesures d'inclinaison puissent être interprétées ;
- elle exclut la possibilité d'une couverture post "sidérolithique" importante. En effet, même avec une induration partielle par la silice, ces grandes structures micromorphologiques auraient probablement été aplaties si la colonne sédimentaire avait atteint 500 m d'épaisseur.

Micromorphologie

Les grains de squelette

Les grains détritiques sont essentiellement constitués de quartz, les grains de feldspaths potassiques sont dans tous les cas très subordonnés (< 5% des grains détritiques). La granulométrie des grains est en général très hétérométrique, avec de gros grains pluri-millimétriques et de petits grains d'une dizaine de microns. Les gros grains sont toujours anguleux, aux contours irréguliers, avec de nombreuses anfractuosités et rentrants. Certains niveaux gréseux présentent à côté des grains anguleux des grains sub-arrondis, et exceptionnellement même arrondis, de taille infra-millimétrique (apports éoliens ?). Les grains les plus petits (5-50 μm), dispersés au sein du fond matriciel sont toujours anguleux. Les gros grains sont polycristallins, les petits (< 200 μm) monocristallins. Les grains détritiques sont issus du socle, les rares grains sub-arrondis à arrondis observés peuvent provenir d'une formation clastique plus ancienne (Permien ou Trias ?) ou d'une évolution fluviale des grains à l'amont des dépôts. La morphologie des grains (anguleux et échancrés) et leur hétérométrie indiquent un remaniement sans transport prolongé.

Le fond matriciel

Le fond matriciel des grès rouges est éminemment variable. Il est généralement ferrugineux, pigmenté par de l'hématite, de couleur rouge-orangé à rouge franc dans certains échantillons, moucheté ou tacheté d'ocre, avec des zones décolorées qui apparaissent en beige sous le microscope. Le long de fentes se développent parfois de grandes orientations, centimétriques qui correspondent vraisemblablement à des fentes de glissement liées à des gonflements/retraits sous l'effet d'hydratations/dessiccations successives. Dans les niveaux à plasma important se développent aussi des orientations d'argiles autour des gros grains de squelette (plasma squelsépique). Ces orientations sont souvent mieux développées au voisinage de fentes avec porosité centrale. Des glaebules ou papules d'argiles s'individualisent au sein des faciès les plus argileux, ils résultent soit d'une "bréchification" d'un plasma primaire par pédoplasmatation ou bioturbation.

Les teneurs en Fe_2O_3 des matrices sont variables, avec un facteur de plus de 10 entre certaines analyses de matrices claires à faible teneur et celles de matrices fortement imprégnées par les oxydes de fer. Ce sont les matrices accolées aux gros grains de quartz, souvent préservées dans les golfes de corrosion et les anfractuosités de ces grains, qui présentent les teneurs les plus fortes en oxydes, avec des teneurs supérieures à 20 % de Fe_2O_3 dans certains échantillons. Ces matrices ont vraisemblablement été héritées à partir des paléosols remaniés. Les matrices rouges qui constituent l'essentiel des grès "sidérolithiques" contiennent en moyenne 7 % de Fe_2O_3 , alors que les zones claires, blanchies et décolorées en contiennent environ 3 %.

Les calculs pétrochimiques basés sur les dosages à la microsonde électronique indiquent que les matrices contiennent environ 10% de silice « libre », non associée aux minéraux argileux. L'excellente tenue de matériaux aussi argileux est vraisemblablement la traduction de liens très étroits entre les particules argileuses et le ciment siliceux et/ou ferrugineux qui amène l'inhibition du caractère spécifique des argiles. Comme les faciès décolorés présentent la même "tenue" il est vraisemblable que c'est surtout une imprégnation générale des matrices par de la silice qui est à l'origine de ce comportement.

Les gravelles

Les formations rouges présentent des organisations tout à fait caractéristiques. Les argiles forment des cutanes orientées autour des grains de quartz, individualisant des "gravelles" de tailles variables (Fig. 16). Les gravelles sont particulièrement bien formées et individualisées dans toutes les pédostructures (terriers, fentes, etc.). Leur taille varie de 100 μm à 1,0 mm. Le cœur des gravelles est formé d'un grain détritique ou simplement de plasma argilo-ferrugineux sans structuration particulière. Le cortex des gravelles est formé soit de cutanes d'argile ferrugineuse, bien orientée, en couches concentriques épaisses, pouvant doubler ou tripler la taille du grain central qui en forme le cœur, soit d'un simple enrobage argilo-ferrugineux qui "lisse" les aspérités des grains (quartz séquestrés). Les gravelles ont pour effet d'incorporer la matrice argilo-ferrugineuse aux grains de squelette. Cette organisation pédologique conduit à la formation de structures, voire d'horizons, granulaires à forte porosité à partir de matériaux à matrice importante. Ainsi la formation et l'accumulation de gravelles constituent des traits pédologiques majeurs, guidant les percolations et la mise en place de structures d'éluviation et d'illuviation. Des organisations comparables ont été décrites dans "red and brown hardpan", sols bruns indurés par la silice en Australie (Brewer *et al.*, 1972).

L'analyse chimique à la microsonde électronique montre que la composition des enveloppes des gravelles ne diffère pas de celle des matrices. Les enveloppes des gravelles proviennent d'une agrégation des argiles de la matrice autour des grains du squelette sans transformation minéralogique ou géochimique.

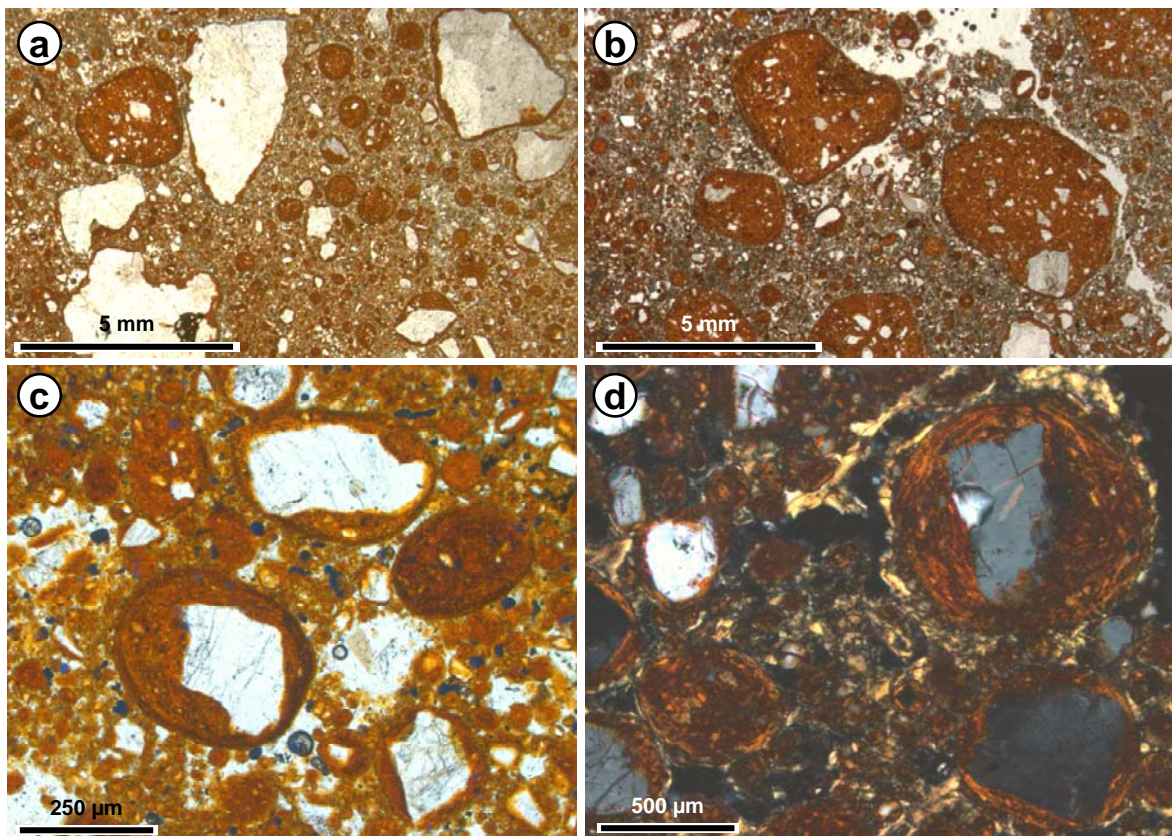


Figure 16 – Gravelles des grès rouges "sidérolithiques". a, b) Ces éléments ronds, relativement bien calibrés, de 100 à 500 µm de diamètre forment des assemblages granulaires, mêlés à des éléments plus grossiers comme des quartz et des nodules de grès à matrice argilo-ferrugineuse rouge (Naussac, 48) ; lumière polarisée. c) Le cœur des gravelles est soit formé d'un grain de quartz relativement gros, soit de matrice argilo-ferrugineuse. L'enveloppe des gravelles est d'épaisseur variable. Souvent elles possèdent un cortex plus ferrugineux (Naussac, 48) ; lumière polarisée. d) Les enveloppes de gravelles sont formées d'argiles orientées (Naussac, 48) ; lumière analysée.

Les gravelles sont souvent limitées aux terriers de diamètre centimétrique qui recoupent ces formations sablo-argileuses. Leur développement peut conduire à la formation d'horizons entièrement formés de gravelles. Elles sont d'origine biologique. La structure des enveloppes orientées, leur taille et leur distribution au sein de terriers sont similaires aux structures décrites dans les termitières actuelles en Afrique (Wielemaker 1984 ; Eschenbrenner 1988) et dans des terriers et termitières fossilisées (Genise & Bown, 1994 ; Rayot, 1994). Les termites construisent des nids (en surface ou en profondeur dans les sols) et creusent des terriers pour la recherche d'eau, formant des pelotes avec leurs mandibules pour évacuer les matériaux. L'origine biologique explique la distribution granulométrique relativement restreinte des gravelles.

Les dépôts de silice

Des dépôts de silice sont fréquents dans les formations rouges. Trois principaux types pétrographiques peuvent être distingués (Thiry *et al.*, 1983 ; Thiry & Turland, 1985) (Fig. 17). (1) Des illuviations et des dépôts cutaniques sur les parois des pores. Elles sont formées de silice brune, transparente, isotrope, avec néanmoins souvent des biréfringences très faibles dont il n'est pas possible de déterminer si elles sont attribuables à de la silice ou à des minéraux argileux inclus. (2) Des dépôts de silice de réfringence très faible, isotrope en lumière analysée. (3) Des dépôts de silice granuleux et microporeux, quasi opaques en raison du fort contraste de réfringence entre les grains et la microporosité.

Ces dépôts de silice sont surtout associés à des structures de grande taille (fentes horizontales, mais aussi grands vides diverticulés en particulier dans les accumulations de gravelles des terriers, etc.). Ils sont toujours accompagnés de décolorations/blanchiments aux épontes des pores qui les contiennent. Chronologiquement les illuviations siliceuses apparaissent toujours tardives et ne sont généralement pas suivies par d'autres illuviations ou ferruginisations. Elles sont associées aux phénomènes de blanchiment et se font par dépôts à partir de solutions. Elles correspondent à l'évolution finale des profils d'altération dont elles colmatent les horizons touchés.

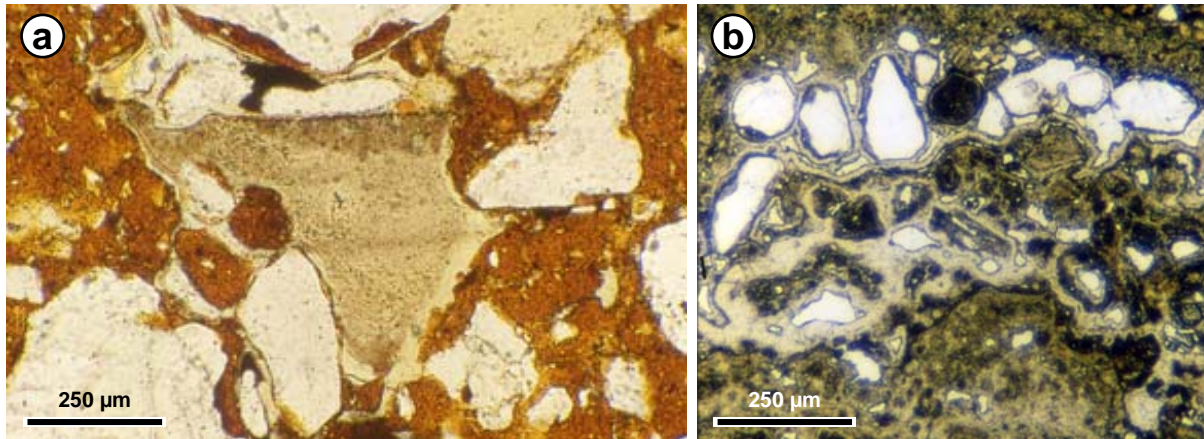


Figure 17 – Dépôt de silice des grès rouges a) Illuviation de silice isotrope (opale CT à la diffraction des RX) dans un pore des grès rouges (La Brosse, Tortezeais, 03). b) Concrétionnements successifs de silice (quartz et opale-CT à la diffraction des RX) dans les fentes plates à lamines de silice (Passat, Saint Victor, 03).

Les oxydes de fer

Des pigments d'oxy-hydroxydes de fer imperceptibles au microscope optique imprègnent le fond matriciel et les illuviations. Les couleurs plus orangées ou plus rougeâtres reflètent vraisemblablement des proportions variables de goethite et d'hématite. Les teneurs moyennes en oxy-hydroxydes de fer de la matrice et des illuviations sont relativement faibles, comprises entre 5 et 10 % dans les matrices rouge-orangé, mais peuvent atteindre des teneurs supérieures à 20 % dans les matrices les plus rouges. Certaines gravelles et glaebules argileuses sont fortement imprégnées par des oxydes rouges.

Les décolorations et blanchiments correspondent à un lessivage des pigments d'oxydes mêlés aux argiles. Les compositions chimiques des matrices, gravelles et illuviations décolorées sont identiques à celles des composantes ferrugineuses, seuls les teneurs en Fe_2O_3 chutent à des valeurs inférieures à 5 %. Les décolorations sont liées à la porosité et aux fentes et paraissent directement associées à des phénomènes d'hydromorphie. Des mobilités successives du fer sont souvent observées avec décolorations puis illuviations et/ou précipitations d'oxy-hydroxydes de fer lors d'une phase plus tardive.

Les paléoenvironnements

On dispose de peu d'éléments objectifs pour apprécier l'environnement de ces dépôts et plus particulièrement le paléoclimat.

Les dépôts sédimentaires s'apparentent à des dépôts d'écoulement en nappe, sans réseau hydrographique hiérarchisé. Ce sont des dépôts qu'on rattache habituellement à des régimes climatiques relativement secs, à saisons alternées, avec précipitations intenses sur des sols secs dans lesquels l'eau ne s'infiltré pas.

Les termites sont habituelles des environnements de savane et de forêt, elles ne sont pas discriminantes. L'absence de galeries qui descendent en profondeur à la recherche d'eau indiquerait que la nappe d'eau n'était pas profonde ou que le climat était suffisamment humide pour maintenir humide les horizons superficiels. Il n'a pas été mis en évidence de traces qui pourraient s'apparenter à une couverture arbustive.

Les altérites fournissant les matériaux détritiques sont relativement évoluées. Les traces de feldspaths et de micas proviennent du mélange de matériaux pédologiques avec des érosions actives du substratum.

Blanchiments et dépôts de silice sont vraisemblablement à relier à des phénomènes de ferrolyse : environnements hydromorphes soumis à des alternances de conditions réductrices et oxydantes. Dans ces environnements, l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} entraîne l'acidification du milieu (Brinkman, 1970 ; McArthur *et al.*, 1991). Cette acidification peut conduire à la destruction des argiles, avec élimination de Al et réorganisation de Si en opale-CT quasi sur place. Pour que ces réactions "fonctionnent" et s'enchaînent, les flux d'eau doivent rester limités pour éviter la dilution de l'acidité. On admet généralement que ces phénomènes sont indicateurs de climats à déficit hydrique et de paysages de bas fonds humides, voire de lacs salés.

La smectite est liée à l'altération après dépôt. Elle se développe de façon concomitante avec le blanchiment et le dépôt de silice, essentiellement après la mise en place des terriers de termites qui agissent souvent comme drain pour les solutions liées au blanchiment. Blanchiment, dépôt de silice et formation de smectite sont éventuellement liés à l'évolution des paysages. Silicification et développement de smectite pourrait être liés à la partie aval de toposéquences régionales qui viendraient progressivement envahir les parties amont de la toposéquence à mesure que l'aval est colmaté par des dépôts dans le bassin. Ces caractères pointent aussi vers un climat à déficit hydrique avec confinement des solutions.

IV – SIDÉROLITHIQUE DU NORD DU MASSIF CENTRAL

L'étude détaillée d'un secteur en bordure du fossé du Cher (St-Désiré, feuille de Châteaumeillant à 1/50 000) a permis de mettre en évidence des paléoreliefs ennoyés par des dépôts et de préciser les modelés et les altérations successives (Fig. 18) (Simon-Coinçon *et al.*, 2000 ; Quesnel *et al.*, 2009).

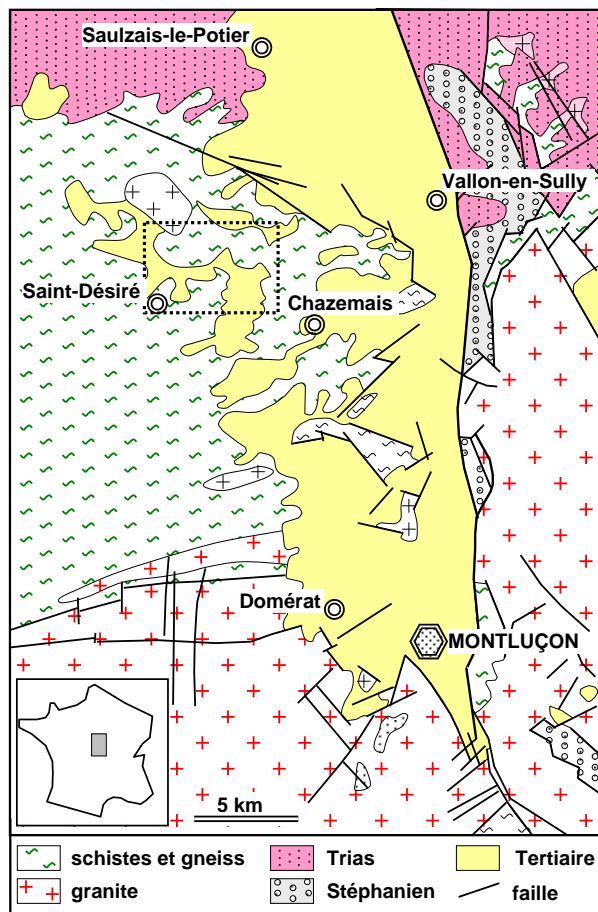


Figure 18 - Esquisse géologique du Fossé du Cher. Le fossé s'apparente à un demi-graben basculé vers l'Est. Il se subdivise en deux bassins, le bassin de Domérat-Montluçon au Sud et de Vallon-en-Sully au Nord, séparés par un seuil à la latitude de Chazemais. C'est au niveau de ce seuil que les paléoreliefs sidérolithiques ont été ennoyés et de nombreuses "cuirasses" rouges préservées.

Sédimentation et paléopaysages

Les dépôts sédimentaires

Les formations sédimentaires affleurent selon des plages discontinues en contrebas des reliefs du socle. Les formations les plus typiques sont les formations rouges indurées, formant par endroits des escarpements de plusieurs mètres. Les argiles, les sables et les formations plus grossières issues de l'altération et l'érosion des micaschistes affleurent mal. Des sondages ont permis de reconnaître la série sédimentaire sur plus de 65 m d'épaisseur au pied des reliefs du socle, sans atteindre la base. Plusieurs faciès sont présents (Fig. 19) :

- des sables grossiers, matures, bien triés, aux grains émoussés, avec gravillons de quartz, traces de racines et granules ferrugineux ;
- des argiles "grasses", jaunes à vertes, bariolées rouge à ocre, bioturbées, à granules ferrugineux, et niveaux à gravillons de quartz ;
- des colluvions à débris de micaschistes et cailloutis de quartz, relativement grossières, argileuses, rouges à ocre ;
- des formations indurées rouges, souvent associées aux matériaux à débris de micaschistes, relativement homogène ou à stratifications entrecroisées, à structuration nodulaires et/ou colonnaires, typiques des formations sidérolithiques du Massif Central ;
- des micaschistes altérés, rubéfiés et argilisés sur près de 20 m d'épaisseur, affleurent souvent en bordure des zones de sédimentation ;

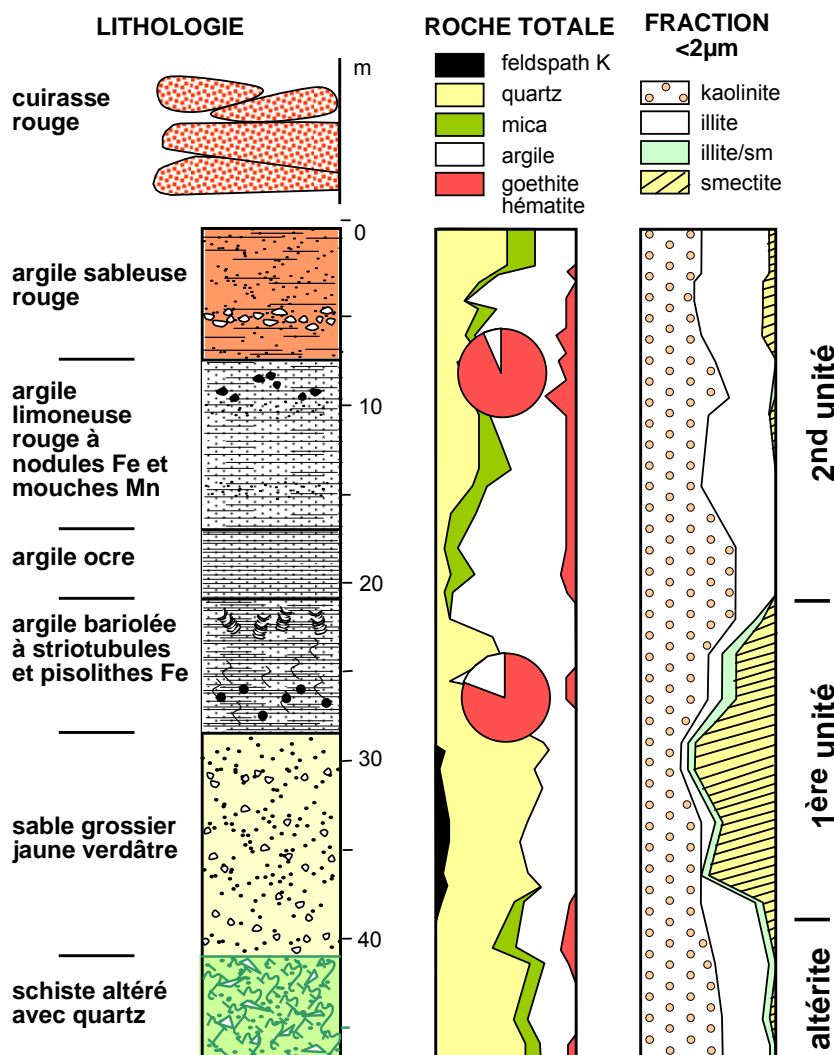


Figure 19 - Faciès et composition minéralogique des formations argilo-sableuses en remplissage de paléovallée, sous la cuirasse sidérolithique. L'unité inférieure se caractérise par des dépôts relativement bien triés et à feldspaths et smectite, la seconde unité par des dépôts mal triés et de composition similaire aux micaschistes altérés, riche en illite-mica. Sondage BRGM S22 de la Ferme de Passau.

Les formations plus grossières à quartz et débris de micaschistes, du sommet de la série, ont une composition similaire à celle des micaschistes altérés, indiquant clairement leur filiation avec ces derniers. Les sables et argilites de la base de la série, peu micacés, à traces de feldspath potassique et à kaolinite et smectite ne peuvent dériver des micaschistes. Ils peuvent provenir soit d'altérites établies sur granite au sud du secteur étudié (région de Montluçon), soit du remaniement des grès permien et triasiques de l'auréole sédimentaire du bassin de Paris et qui subsistent au nord du secteur étudié.

Paléopaysages

Les formations sidérolithiques du secteur de St-Désiré affleurent en plages discontinues en contrebas des reliefs formés par les micaschistes et les quartzophyllades. Le dôme de la Chapelle Ste-Agathe, en particulier, permet de préciser les relations géométriques existant entre les sédiments et les reliefs du socle (Fig. 20).

Le dôme est ceinturé par de longs glacis tendus qui s'appuient sur le relief de quartzophyllades résistantes. Les glacis tronquent indifféremment les sédiments et les micaschistes altérés et sains et sont armés par des cuirasses rouges (Fig. 21). Des sondages ont révélé que les sédiments comblent de profondes dépressions en contrebas des reliefs du socle, localement limitées par des failles (Fig. 22). Les sédiments occupent donc des paléovallées incisées dans le socle et dominées par des paléoreliefs. Tout un paléopaysage différencié est ainsi révélé et son évolution au cours des dépôts peut être établie (Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

- Creusement des vallées, probablement induit par un abaissement du niveau de base. Il faut noter que la profondeur et l'ampleur de ces paléovallées (remplissage > 50 m) étaient plus importantes que celles des vallées actuelles.
- 1ère unité : sédimentation fluviale. Ces vallées ont été remblayées par des dépôts fluviaux. Ce sont vraisemblablement de grands ensembles hydrographiques, stables et pérennes, organisés à l'échelle régionale, qui sont à l'origine de ces dépôts. Le remblaiement des vallées est probablement lié à un relèvement du niveau de base, favorisant l'alluvionnement.
- Phase tectonique. Ces premiers dépôts ont été affectés par des failles.
- 2nde unité : formation rubéfiée à cailloutis a été mise en place après l'épisode tectonique. Les dépôts indiquent une mise en place par des coulées boueuses ou des écoulements en nappe. Ce fonctionnement évoque des régions sèches à pluies rares mais violentes, sans réseau hydrographique bien hiérarchisé. Les sommets et les zones hautes étaient décapés et s'ennaoyaient sous leurs propres débris, parfois sur plus de 40 m d'épaisseur.

Le façonnement des glacis et l'induration des "cuirasses rouges" correspondent à une période de stabilité des paysages.

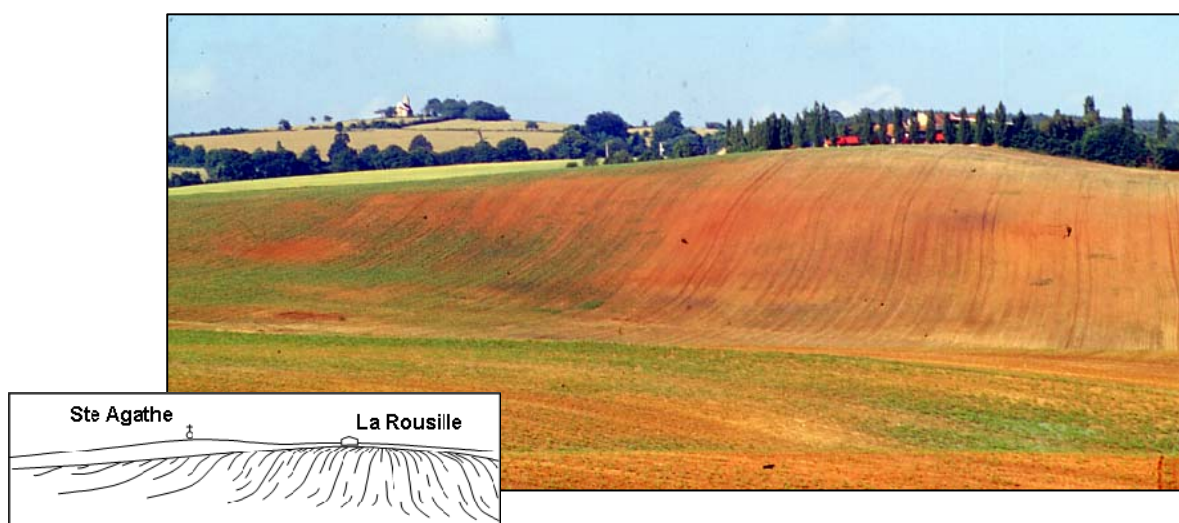


Figure 20 – Vue des dômes de socle de La Roussille et Ste Agathe depuis Moussais. La pente régulière du dôme de Ste Agathe correspond au glacis façonné dans le socle et les sédiments. L'escarpement en avant de la ferme de La Roussille correspond au flanc d'une paléovallée partiellement évidée de ses sédiments.

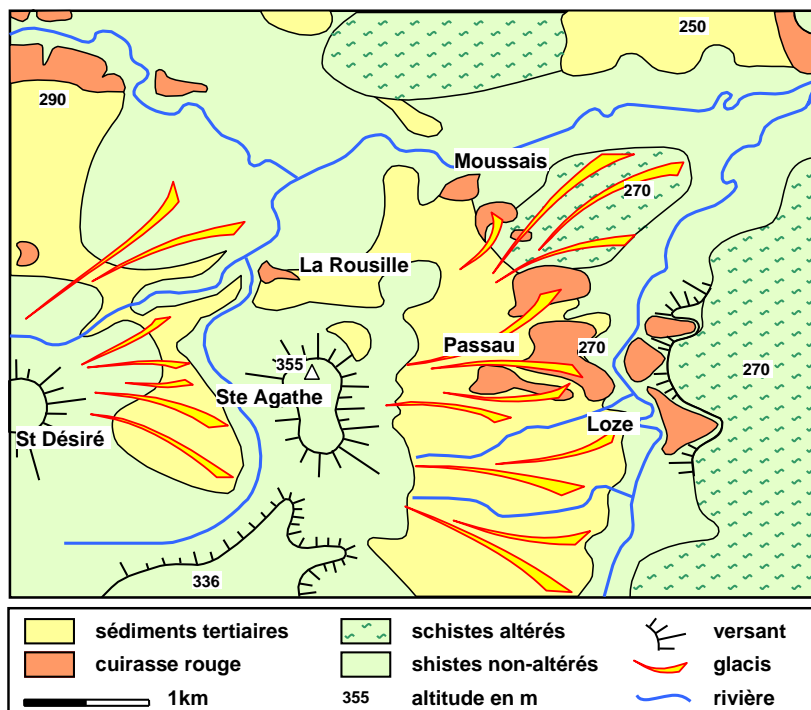


Figure 21 - Carte morpho-géologique du secteur de St-Désiré. Les formations sidérolithiques se disposent autour de paléoreliefs de socle et forment des glacis taillés dans les dépôts sédimentaires et les micaschistes. Ces glacis sont armés par les cuirasses rouges et ont été maintenus dans les paysages actuels.

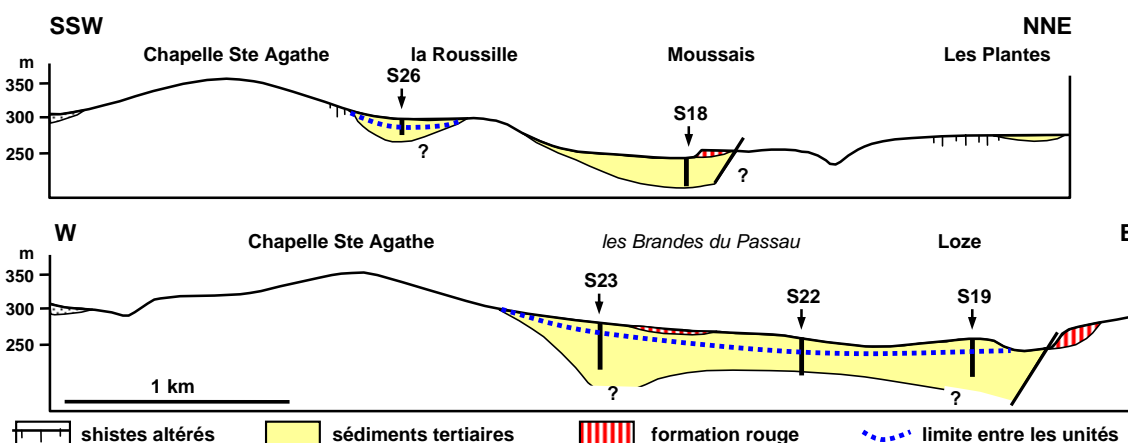


Figure 22 - Les terrains sidérolithiques occupent des paléovallées et ennoient des reliefs armés par les quartzites du socle. L'unité supérieure a été mise en place après le découpage tectonique régional.

Datations des cuirasses rouges

L'analyse du paléomagnétisme des différents faciès de cuirasse rouge a été conduite par le BRGM (Hervé Théveniaut, *in* Quesnel *et al.*, 2009). Tous les faciès noduleux et fortement bio- et pédoturbés n'ont pas fourni de signal cohérent exploitable et terme de datation. En revanche, ils donnent d'intéressantes données relatives à la structuration de ces matériaux et qui mériteraient d'être exploités. Ce sont les faciès de grès moyens homogènes ou à figures sédimentaires préservées et les faciès plus grossiers qui ont fourni des résultats cohérents et exploitables.

Trois coupes principales ont été échantillonnées à Loze, dans 2 anciennes carrières distantes de 200 m. Les formations sidérolithiques y présentent des stratifications irrégulières, avec des unités sédimentaires de 0,3 à 0,8 m d'épaisseur. Le grès est de couleur rouge uniforme avec seulement quelques décolorations le long de petites fissures. 85 échantillons ont été prélevés sur 3 coupes (Fig. 23)

Les échantillons de part et d'autre de la discontinuité basale ont des polarités opposées, et de ce fait ont été traités séparément et ont montré un diachronisme dans l'enregistrement magnétique. Le pôle paléomagnétique de la partie supérieure du profil tombe près de la référence 140 Ma de la courbe de migration apparente du pôle de l'Europe (Fig. 24). Le pôle paléomagnétique obtenu sur la

partie inférieure de la coupe a un cercle de confiance qui recouvre les pôles à 30 et 130 Ma, le pôle lui-même est proche de la position du pôle à 60-90 ma. La prédominance de polarités inverses exclu que ces directions paléomagnétiques puissent correspondre à la longue période du Superchron Normal du Crétacé, qui couvre la période 120-80 Ma. L'âge plus jeune de la partie inférieure de la coupe est cohérent avec une altération progressant du sommet vers la base, consécutive à l'abaissement de nappe aquifère lors de l'incision du paysage et qui aurait préservé et "fossilisé" l'altération de la partie supérieure.

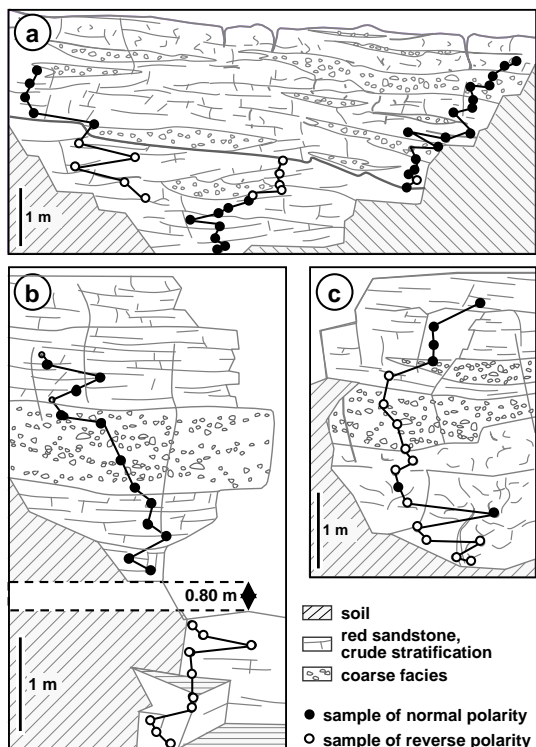
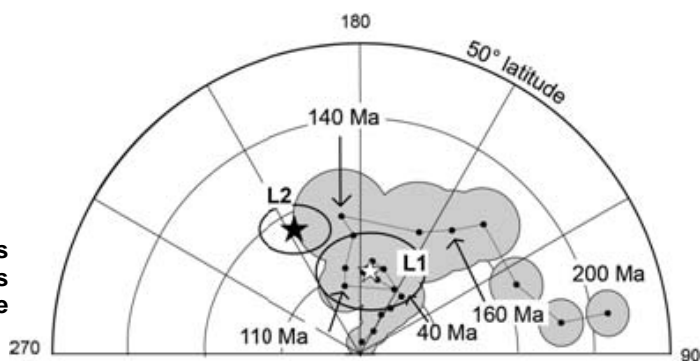


Figure 23 – Coupes des carrières de Loze analysées en paléomagnétisme. (a) et b (b) se font front dans la même carrière (distantes d'environ 10-15 m) et montrent une discontinuité dans la partie inférieure de la coupe ; (c) correspond à une autre carrière distante d'environ 200 m.

Figure 24 – Pôles Géomagnétiques Virtuels (PGV) obtenus des coupes de Loze projetés sur la courbe de la dérive apparente du pôle (APWP) de l'Europe (Torsvik *et al.*, 2012).



Conclusion

Les formations sidérolithiques qui ont toujours été attribuées au Tertiaire (avec souvent un débat entre Éocène inférieur et Oligocène) se sont révélées beaucoup plus anciennes. D'autre part les datations paléomagnétiques montrent l'importance des paléomorphologies héritées dans les paysages actuels et la pérennité de fonctionnement des systèmes hydrologiques et d'altération sur pratiquement 80 Ma. Mais, cela ne veut pas dire que les paléomorphologies ont été fonctionnelles sur toute cette longue période. Les paléomorphologies ont très probablement, et même sûrement, été enfouies sous les dépôts du Crétacé supérieur, au moins dans cette partie septentrionale du Massif Central, en bordure méridionale du Bassin de Paris. C'est là une avancée capitale qui remet en question nombre d'idées reçues et contraintes par l'âge tertiaire supposé de ces formations sidérolithiques.

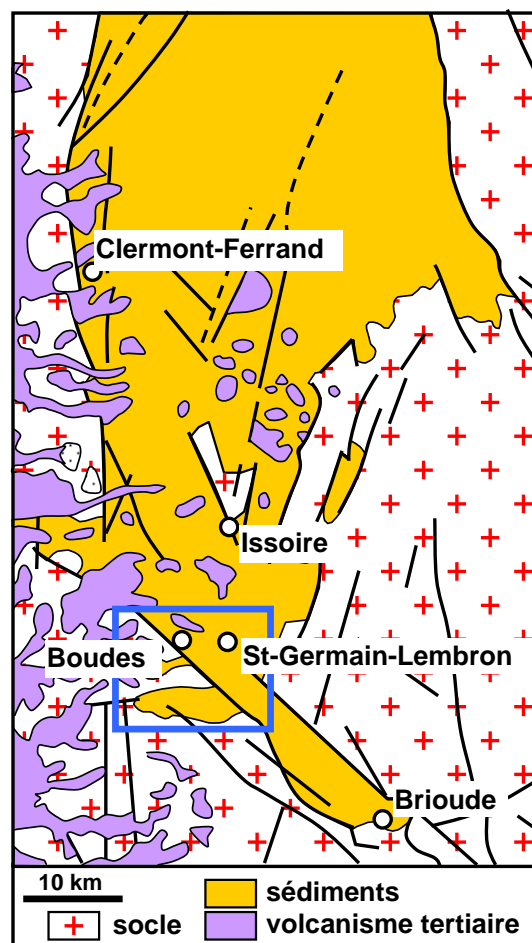
V - SIDÉROLITHIQUE DU LEMBRON

Cadre géologique

Le Lembron est situé en bordure de la Limagne de Brioude. Sur les plateaux de socle bordier, subsistent des lambeaux de sédiments témoignant de l'extension originelle des zones de dépôts (Giraud, 1902 ; Topsoba, 1967) (Fig. 25). La succession des principales unités lithostratigraphiques des Limagnes est :

- des paléosols de type ferrallitique affectant le socle,
- des dépôts bariolés avec niveaux de cuirasses et de paléosols, issues du remaniement des paléosols sur socle,
- des arkoses et grès fluviatiles, souvent en bordure des reliefs,
- des argiles bariolées, marnes grises ou vertes et calcaires de l'Oligocène.

Le Lembron comporte de nombreux affleurements "sidérolithiques". Comme ailleurs, ces formations rouges reposent directement sur le socle. Elles sont particulièrement visibles sur la bordure ouest où leurs affleurements sont épais et quasi-continus. L'aspect spectaculaire de ces formations, leur intérêt économique et la proximité de la Faculté de Clermont-Ferrand, ont fait que les géologues se sont très tôt intéressés à ces formations. L'étude de ces formations a été reprise récemment avec pour objectif d'acquérir des datations fiables (Ricordel, 2007). Les analyses et résultats présentés ici sont tirés de ce travail.



Les formations du Lembron

On distingue trois faciès majeurs dans les formations "sidérolitiques" du Lembron :

- Les formations rouges indurées, directement posées sur le socle et "moulant" souvent des paléoreliefs du socle. Ce sont les équivalents des "cuirasses" rouges décrites ailleurs dans le Massif Central, avec terriers de termites et blanchiments accompagnés de silicifications.
- Des faciès non-indurés, sablo-argileux à structures de paléosols ont été préservés en raison de leur situation encaissée de remplissage d'une paléovallée.
- Des faciès silicifiés massifs, connus en différents sites, affectent les dépôts sédimentaires qui surmontent les cuirasses rouges. Ces silicifications sont essentiellement constituées d'opale-CT et préservent et épigénisent les structures primaires (bois, débris végétaux et minéraux du socle, en particulier les micas). Elles sont très différentes des silicifications liées aux cuirasses rouges. Elles sont apparemment tardives par rapport aux paléooltérations "sidérolithiques".

Les spectaculaires affleurements de la Vallée des Saints et du Cirque des Mottes sur la commune de Boudes constituent des coupes de référence d'environ 20 m de puissance. Ailleurs, les affleurements sont limités à des ravines n'atteignant qu'exceptionnellement 3 à 4 m d'épaisseur quand les formations sont indurées. En revanche, l'extension des formations rouges se distingue relativement bien dans le paysage grâce aux labours.

Les Mottes (Boudes)

Description

La coupe qui affleure dans la partie orientale du Cirque des Mottes présente 5 unités (Fig. 26).

- Une cuirasse rouge massive et légèrement indurée, à terriers, forme la base de la coupe.
- Des sables argileux blancs, à marbrures ferrugineuses rouges, surmontent la formation rouge basale. Deux niveaux plus indurés s'intercalent dans la partie supérieure de cet ensemble sableux. Ce sont ces niveaux indurés qui donnent la structuration en "cheminées de fées", un des attraits du site des Mottes.
- Des argiles sableuses ocre-verdâtre à marbrures ferrugineuses rouille et pisolithes de 0,5-1,0 cm de diamètre s'individualisent au milieu de la coupe.
- Des sables argileux ocre à taches de décoloration forment un niveau relativement homogène au-dessus des argiles à pisolithes. Le sommet de l'horizon est entièrement blanchi et présente des manchons ferrugineux rouge violacé à carmin, indurés, de 5 à 10 cm de diamètre et de 30 à 70 cm d'allongement.
- Le sommet de la coupe est formé par une argile sableuse rouge à pisolithes d'environ 2 cm de diamètre dans laquelle s'intercale un silcrete pédogénétique typique, avec belles structures de coiffes et de raies d'illuviation (Fig. 27).

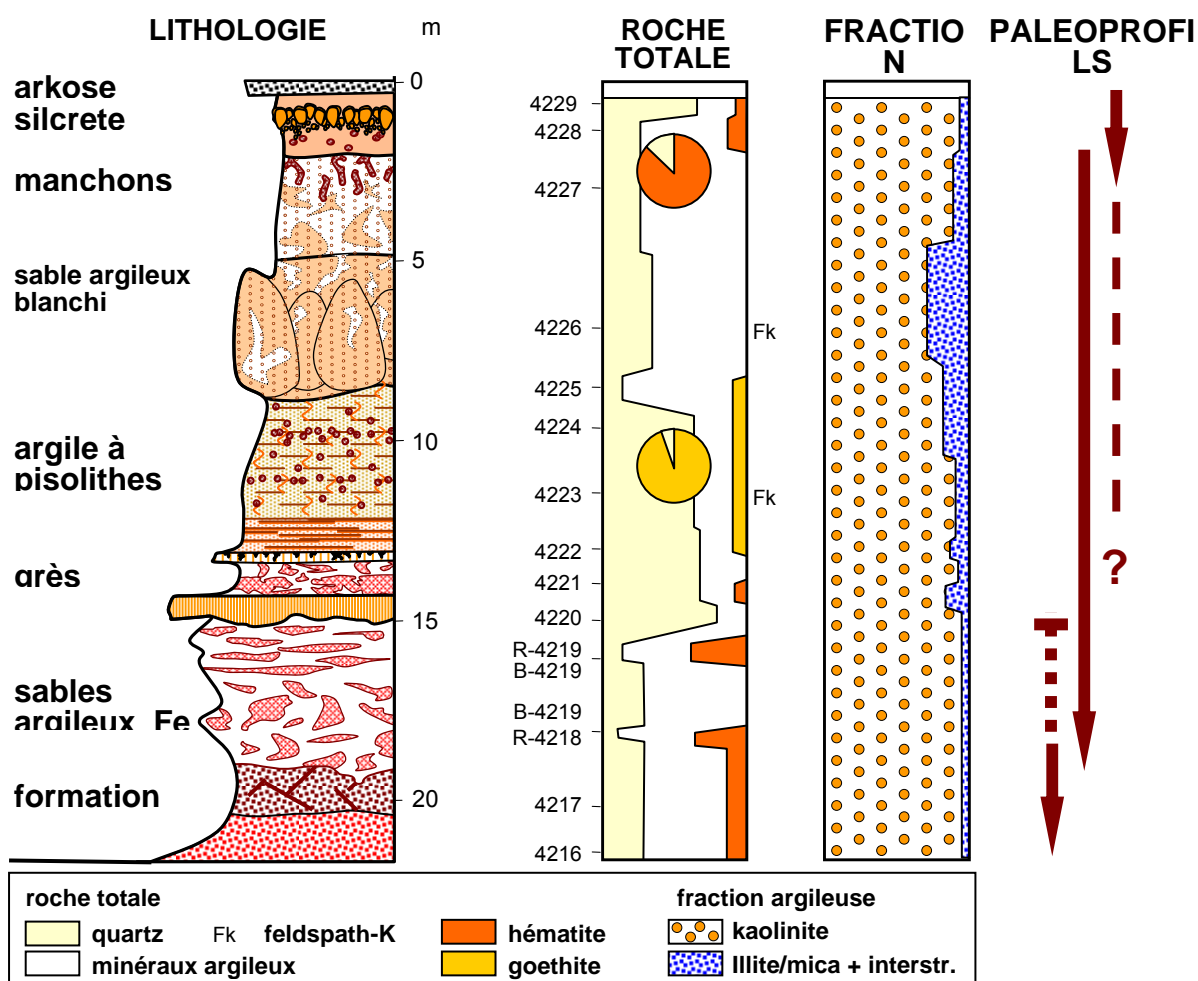
La minéralogie des formations est monotone (Fig. 28). Les sables-argileux sont principalement formés de quartz et de kaolinite. Les oxydes de fer sont dominés par l'hématite à l'exclusion du niveau plus argileux et à pisolithes de la partie centrale de la coupe qui est essentiellement composé de goethite. Les analyses à la microsonde électronique montrent que les oxy-hydroxydes de fer sont substitués en aluminium à des taux variant de 5 à 10 % (Thiry *et al.*, 2006b ; Ricordel, 2007).



Figure 26 - Panorama de la coupe orientale du Cirque des Mottes.



Figure 27 - Silcrete noduleux coupe du Cirque des Mottes. Le niveau de silcrete qui couronne la coupe des Mottes est formé de granules/nodules siliceux à la base et qui se soudent pour former des colonnes décimétriques à la partie supérieure (échelle 14 cm). Les blocs silicifiés se caractérisent par leurs raies et coiffes d'illuviations géotropes (échelle 1,6 cm).



Coupe 28 – lithologie et minéralogie des formations sidérolithiques de la coupe Les Mottes (Boudes)

Les traits pédologiques

L'étude micromorphologique des paléosols du Cirque des Mottes a été faite pour préciser : l'origine des composantes détritiques, les altérations après dépôt, les organisations pédologiques, la distribution et la remobilisation des oxyhydroxydes de fer. Elle a permis de montrer que la superposition d'horizons à marbrures ferrugineuses et blanchiments ne correspondait pas à des paléosols superposés, mais à un unique et épais paléoprofil d'altération (Fig. 28), dans lequel on distingue :

- l'ensemble rouge homogène de la base de la coupe correspond à un paléosol évolué auquel s'est superposé le lessivage du profil supérieur ;

- l'essentiel de la coupe est formé d'un épais paléoprofil d'altération avec un horizon supérieur lessivé à manchons ferrugineux verticaux, dans lequel les blanchiments diminuent en profondeur ; un horizon argileux médian correspondant à un horizon d'accumulation, hydromorphe, avec fixation du fer sous forme de pisolithe ; un horizon tacheté inférieur qui correspondrait à une saprolite avec déferrification partielle au niveau d'une nappe et dont l'essentiel provient de l'altération de la cuirasse rouge sous-jacente ;

En revanche, le niveau supérieur à silcrete, correspond à un paléosol ferrugineux plus récent, auquel se sont superposées des silicifications pédologiques.

La silicification qui affecte les deux niveaux indurés vers la base du profil pose problème. On ne peut guère envisager une silicification à opale, concomitante de l'altération lessivante à kaolinite qui est celle du profil tacheté. Vraisemblablement cette silicification est tardive par rapport à l'altération lessivante. Le fait que la silicification se soit développée dans les niveaux gréseux, plus drainant, suggère qu'elle est liée à des phénomènes de nappe. Il faut peut-être rapprocher cette silicification "profonde" de la silicification pédogénétique du silcrete sommital. Mais les deux silicifications peuvent être déconnectées et l'induration basale être rapprochée de silicifications de nappe pendant les périodes froides du Quaternaire, comme les silicifications des sables et meulière du Bassin de Paris (Thiry *et al.*, 2017).

Origine des matériaux

Les grains détritiques de la coupe des Mottes sont presque exclusivement composés d'éléments du socle, grains de quartz polycristallins, quartz onduleux, nombreux grains de mylonite, feldspaths encore reconnaissables ou entièrement argilisés, des sillimanites et des cordiérites très altérées. Quelques éléments d'origine sédimentaire paraissent provenir du Permo-Houiller, en particulier des quartzites très fins et des rhyolithes silicifiées. L'abondance des silicates d'aluminium altérés et des gros quartz anguleux des sables argileux ocre à taches de décoloration du milieu de la coupe fait penser à l'altération *in-situ* de débris lithiques grossiers.

En revanche, on n'a pas identifié, ni en lame mince, ni sur l'affleurement, d'éléments siliceux pouvant être interprétés comme issus de la couverture mésozoïque (chailles, grès divers, etc.). L'absence d'éléments détritiques en provenance d'une couverture sédimentaire indiquerait, soit que celle-ci avait été déjà totalement érodée au moment des dépôts du Lembron, soit qu'il n'y avait jamais eu de couverture sur le socle avant dépôt de ces formations.

Interprétation paléoenvironnementale

L'interprétation paléoenvironnementale et paléoclimatique est plus délicate. Les paléosols présentent les caractères d'une altération fersialitique, ce qui laisse ouvert un large spectre climatique allant de climats tropicaux à saisons contrastées à des climats beaucoup plus humides.

Évolution tardive.

Aucune des nombreuses structures pédologiques ne montre un quelconque aplatissement ou compaction indubitable. Si les formations avaient subi un enfouissement conséquent il est évident que des compactions se seraient faites dans les horizons meubles. Cela n'exclut pas tout enfouissement, mais il n'a pu qu'être limité ... quelques centaines de mètres tout au plus ?

Vallée des Saints (Boudes)

La Vallée des Saints est adjacente au Cirque des Mottes, séparée de ce dernier par un éperon de socle qui correspond à un paléorelief incisé, fossilisé par les dépôts sidérolithiques. Les faciès de la Vallée des Saints sont complètement différents de ceux du Cirque des Mottes à environ 200-300 m au sud. Les faciès sont entièrement sableux et grossiers (Fig. 29).

On n'y reconnaît ni la cuirasse rouge basale, ni le niveau argileux hydromorphe à pisolithes, ni l'horizon à rhyolithes ferrugineux. Le seul repère lithologique commun est le niveau de silcrete pédogénétique colonnaire qui couronne la coupe. Si une corrélation est envisageable avec les coupes du Cirque des Mottes c'est de mettre en équivalence les niveaux sablo-argileux blanchis de la partie supérieure de la coupe des Mottes (sous les rhyolithes ferrugineux) avec les sables argileux de la Vallée des Saints, ce qui correspondrait à un épaississement de cette unité au niveau d'un chenal fluvial majeur. La structuration d'ensemble des blanchiments est à imputer à un horizon d'altération profond, du type saprolite, comme celui de la base du paléoprofil des Mottes.

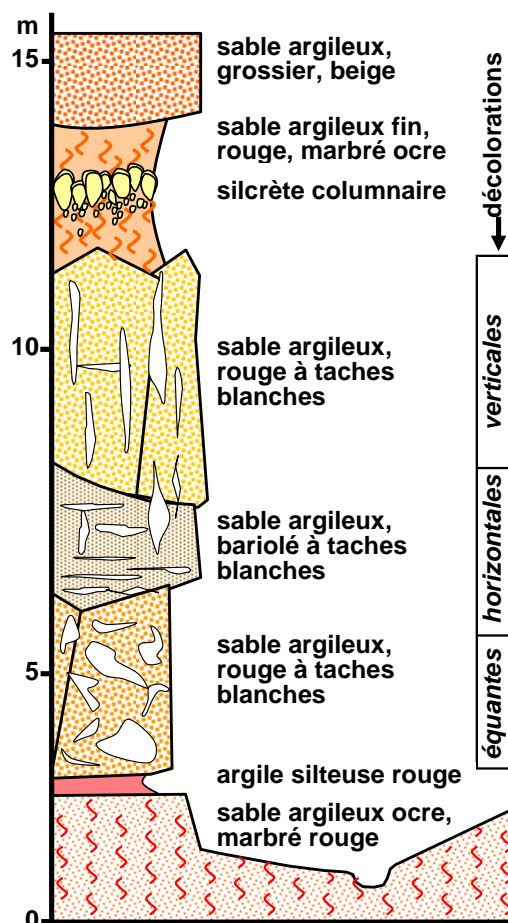


Figure 29 - Coupe lithologique des formations sableuses de la Vallée des Saints. La structuration des taches blanches de décoloration montre une séquence passant de structures verticales à la partie supérieure, à des structures principalement horizontales, puis plus isométriques au-dessus des niveaux plus argileux de la base.

Madriat - cimetière

Des formations rouges caractéristiques forment un petit escarpement à environ 1 km au NW du cimetière de Madriat (Fig. 30). C'est un ancien secteur minier d'exploitation de l'alunite dont ne subsiste plus que le fontis correspondant à un ancien puits d'extraction. Les formations rouges sont appuyées sur un paléorelief de socle. Cette coupe est remarquable par la silicification qui la surmonte.

La formation rouge est très similaire à la formation rouge de la base de la coupe des Mottes près de Boudes (63). Elle est complètement bioturbée par des terriers d'environ 1 cm de diamètre qui donnent à l'affleurement un débit noduleux. Le quartz et la kaolinite sont les constituants majeurs, accompagnés d'illite-mica, de goethite et d'hématite, et de traces d'anatase.

Un niveau silicifié, jaspoïde, d'épaisseur métrique surmonte la formation rouge. Le niveau contient de nombreuses traces de racines et de débris de plantes flottés. Il provient de l'épigénie de faciès argileux. L'opale-CT est le minéral exclusif des faciès jaspoïdes.

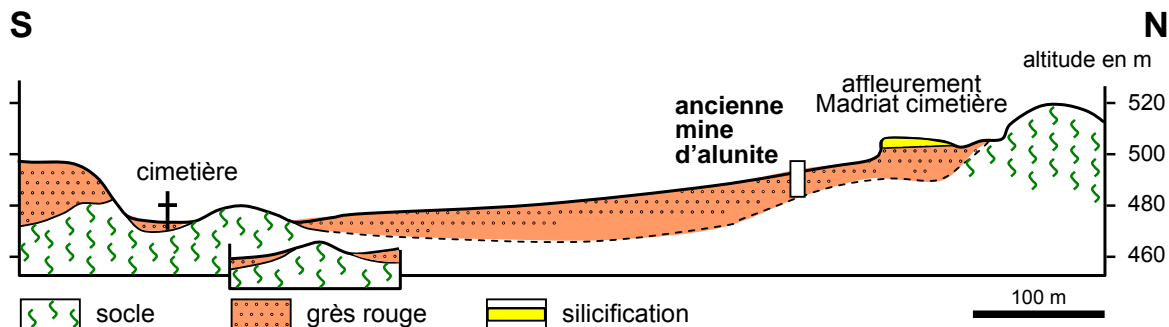


Figure 30 - Coupe géologique passant par cimetière de Madriat (63). La formation rouge et les silicifications se disposent entre des paléoreliefs du socle.

Les paléotopographies

Géomorphologie et structurale

La topographie du Lembron est marquée par 3 ensembles (Fig. 31).

- Un haut plateau à l'ouest correspond à des reliefs formés d'un plateau granitique recouvert par d'épaisses coulées de basalte. Les basaltes recouvrent par endroit 50 à 60 m de sédiments tertiaires qui reposent sur le socle. Ce plateau atteint près de 1200 m d'altitude. Le socle granitique sous les sédiments tertiaires et les basaltes est à environ 1000 m d'altitude à l'ouest s'abaisse à 700 m à l'est.
- Un escarpement bordier marque le contact entre les plateaux (la montagne) et la plaine (la Limagne). Il est complexe, accidenté de gradins et pénétré par de grands "golfes" comme celui de Brugère ou du Fromental. Ces gradins, qui présentent une légère pente vers l'est, sont actuellement disséqués par toute une série de vallons. L'escarpement est directement liée à un réseau de grandes failles nord-nord-ouest – sud-sud-est. En revanche, les replats ne semblent pas liés à des accidents secondaires, mais plutôt à une érosion ayant entraîné la dégradation de l'escarpement de faille et son recul.
- Une Plaine à l'est, occupée par les sédiments tertiaires. Le socle y affleure de place en place, dégagé de sa couverture sédimentaire.

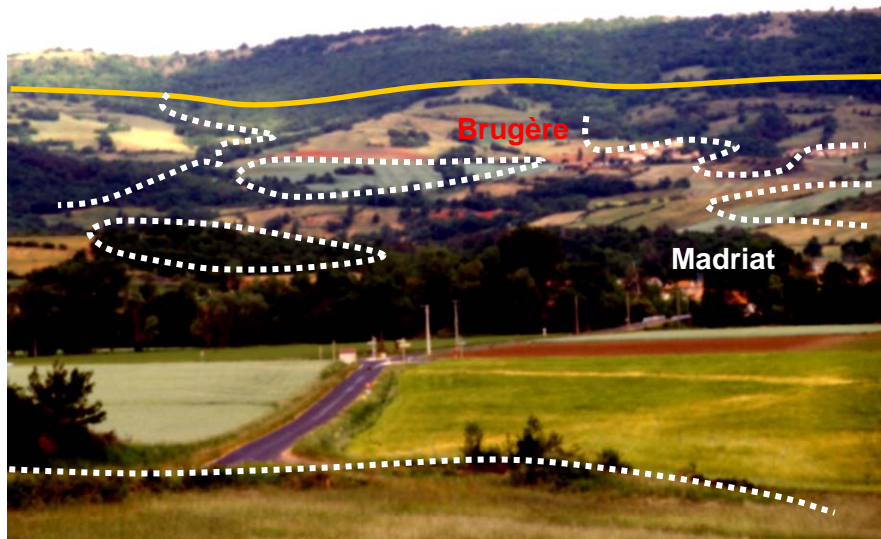


Figure 31 - Vue de l'escarpement de socle depuis la route de Madriat à St-Gervazy. Vue vers le NW. Le premier plan est formé par un dôme de socle qui domine la dépression sédimentaire, on distingue bien la juxtaposition des zones de socle et de sédiments sur le flanc de l'escarpement. Le tiret blanc souligne les contours du socle et le trait jaune marque la base des coulées basaltiques du Cézallier.

Disposition des formations rouges basales

La géométrie des formations rouges basales est complexe. Dans les paysages on observe une juxtaposition de zones de socle et de zones de sédiments (Fig. 32 & 33). Les formations rouges présentent deux dispositions : (1) elles se disposent en couronne autour de reliefs de socle qui apparaissent comme des dômes ou des inselbergs ou (2) remplissent des paléovallées qui entaillent et pénètrent le socle au pied de l'escarpement (Vallée des Saints). Certains replats de socle ont conservé des vestiges de cette couverture. Les formations rouges fossilisent clairement des paléotopographies.

Au pied de l'escarpement, le socle montre une surface à inselbergs. Celle-ci résulte vraisemblablement de la dénudation d'une surface couverte par un épais manteau d'altérites. L'érosion a décapé ce dernier mettant à jour le plancher irrégulier de l'altération, accidenté de cœurs rocheux plus sains ou le plus souvent plus résistants car plus siliceux. L'escarpement a aussi été attaqué par l'érosion qui y a creusé des vallées, y a ménagé des gradins et l'a pénétré par de vastes "golfs". Par la suite, l'ensemble a été fossilisé (sûrement en plusieurs phases) par des dépôts sédimentaires essentiellement alimentés par les altérites établies sur le socle, avec installation de paléosols pendant les périodes de calme (tectonique ?).

Il est difficile de dire si le haut plateau occidental correspond lui aussi à une surface de dénudation à inselbergs, car il est toujours couvert par les dépôts tertiaires et le basalte. Il est possible que la surrection du plateau occidental et donc le rejeu du faisceau de failles se soient effectués par à-coups avec érosion et sédimentation corrélatives en aval. La dénudation de la haute surface occidentale doit être postérieure à celle de la basse surface car ce sont les produits de son érosion qui ont alimenté les sédiments du Lembron.

Le dispositif que l'on voit se dessiner n'est guère différent de celui des grandes surfaces emboîtées à inselbergs que l'on peut observer en Afrique ou en Amérique du sud.

Datations par paléomagnétisme

Douze sites ont été échantillonnés pour l'analyse du paléomagnétisme dans le secteur du Lembron. Deux sites ont été rejetés car leurs directions magnétiques étaient aléatoires et trois autres sites ont été rejetés car leur signal était récent. La coupe des Mottes a été subdivisée en deux sous-unités montrant des comportements paléomagnétiques différents (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010). A part le site de La Geneille attaché à un paléo-inselberg, tous les pôles paléomagnétiques sont proches de la position du pôle à 130 Ma de la courbe de la dérive apparente du pôle (APWP) de l'Europe (Torsvik *et al.*, 2012). Pour cette raison, les données de la coupe de La Geneille ont été exclues du calcul final du pôle paléomagnétique du Lembron (Fig. 34).

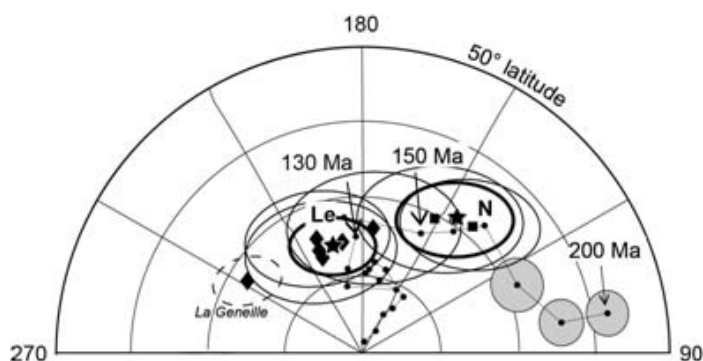


Figure 34 – Pôles Géomagnétiques Virtuels (PGV) obtenus sur les coupes du Lembron (Le & losanges) projetés sur la courbe de la dérive apparente du pôle (APWP) de l'Europe (Torsvik *et al.*, 2012). Le pôle moyen calculé est proche du paléopôle à 130 Ma. Sont aussi portés sur ce diagramme les résultats obtenus sur la coupe de Naussac (48) (N & carrés) située à quelques 150 km plus au sud et dont l'âge est plus ancien.

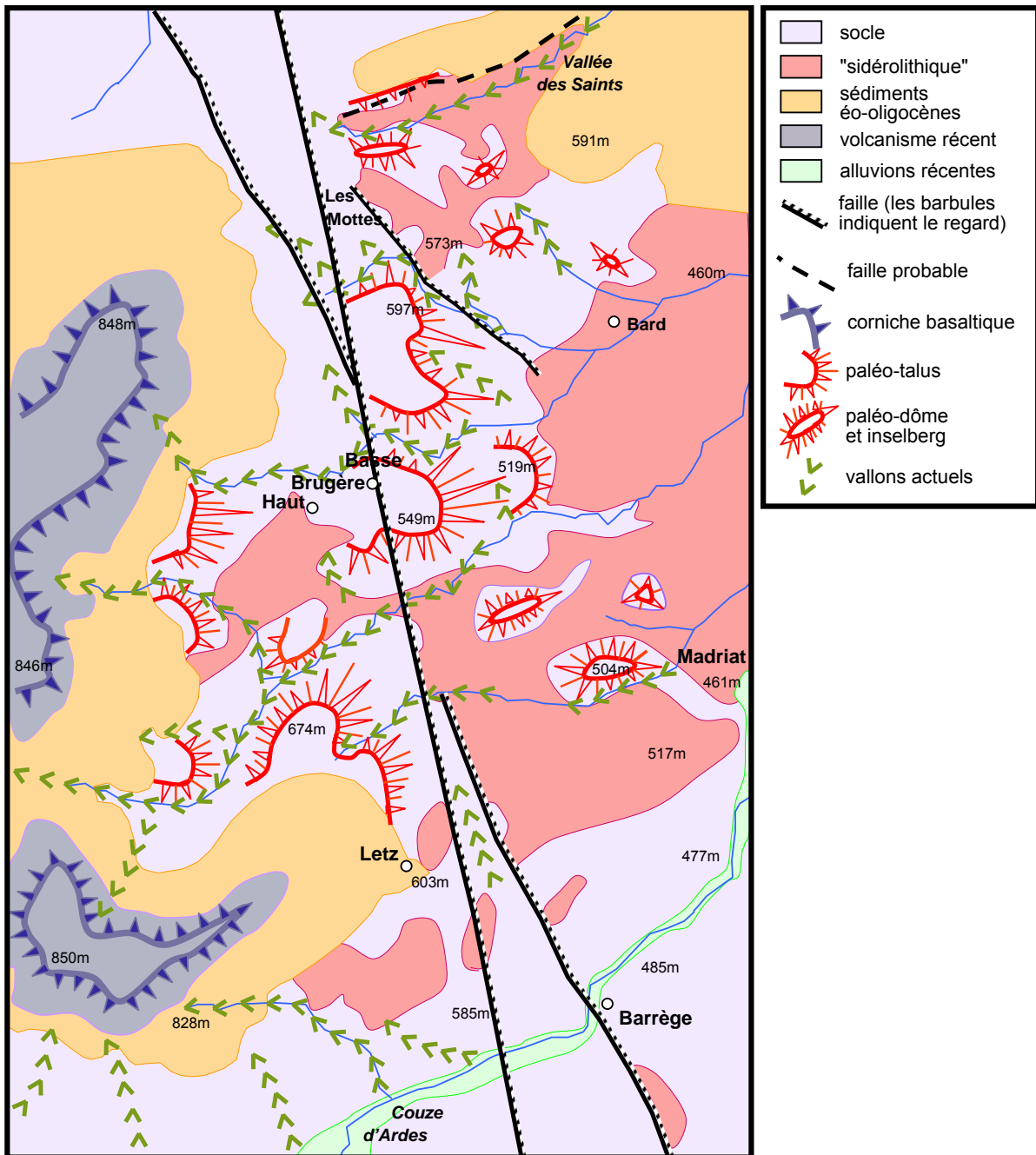


Figure 32 - Carte morphostructurale simplifiée des paléoreliefs "sidérolithiques" de l'escarpement entre le socle et le bassin du Lembron.

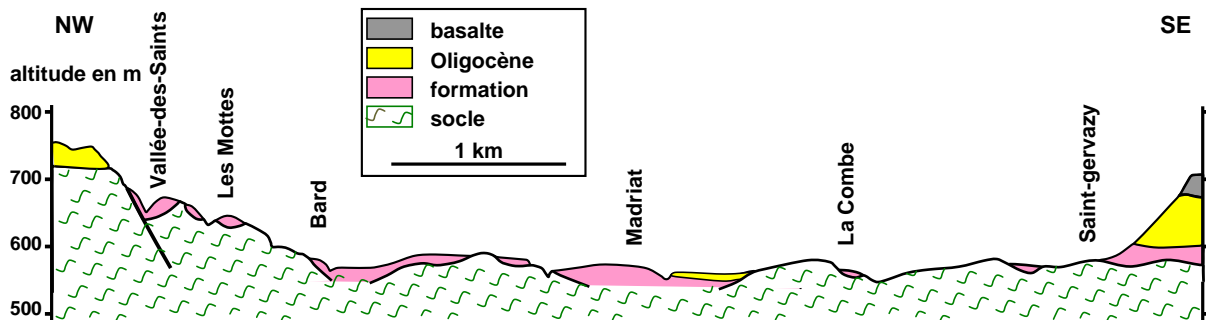


Figure 33 - Coupe géologique du bassin du Lembron. Noter les paléoreliefs du socle contre lesquels s'appuient les formations rouges et qui ont contribué à leur préservation. Si les failles ont eu des rejeux

tardifs, elles ont vraisemblablement aussi eu des rejeux précoces et ont permis le piégeage des sédiments dans les angles de faille.

VI - SIDÉROLITHIQUE DU BASSIN DU PUY-EN-VELAY

Cadre géologique

Le bassin du Puy-en-Velay est situé au sud du Massif Central en Haute-Loire. C'est un graben dans le prolongement de la Limagne. Il est limité par de grandes fractures NW-SE. Les formations de remplissage du graben ont été décrites initialement par Boule (1893) et leur étude reprise par Larqué & Weber (1978). La série sédimentaire se compose de cinq termes principaux (Defive *et al.*, 2013):

- - Des sables argileux rouges à illite et kaolinite (10m d'épaisseur ou absent) aux grains fins, mal classés, peu usés et à figure sédimentaires frustes. Ils ont été datés du Ludien inférieur.
- - Les argiles vertes à illites, ont une épaisseur variable (35-100m) et contiennent des bancs et des nodules de calcaire à la base et des calcrettes au sommet. Ils sont attribués au Ludien supérieur.
- - Les Sables de la Laussonne, d'épaisseur variable (20-100m), remplissent des chenaux et contiennent ponctuellement quelques chailles remaniées du Jurassique. Ils sont datés du Stampien par micro-mammifères.
- - Un paléosol rouge a été décrit par Larqué (1980), il a été interprété comme interstratifié dans les Sables de la Laussonne.
- - Les Sables à Chailles se distinguent des Sables de la Laussonne par un contenu plus important de chailles et la présence des minéraux lourds d'origine volcanique. Ils sont datés du Miocène inférieur.
- - Des basaltes miocènes couronnent la série sédimentaire.

Le site étudié se localise à ~20 km au Sud-Est du Puy-en-Velay au Sud-Est du lieu dit "La Collange" à proximité de la D28 au niveau du croisement des 4 chemins dont l'un se dirige vers le lieu dit "La Cabouche".

Une cuirasse rouge affleure à la bordure SE du bassin du Puy-en-Velay. La cuirasse rouge repose sur le granite en bordure du bassin et vers le bassin elle est interstratifiée dans les Sables de la Laussonne (Fig. 35). Cette disposition stratigraphique a conduit à attribuer un âge Oligocène à la cuirasse rouge du bassin du Puy-en-Velay (Larqué 1981).

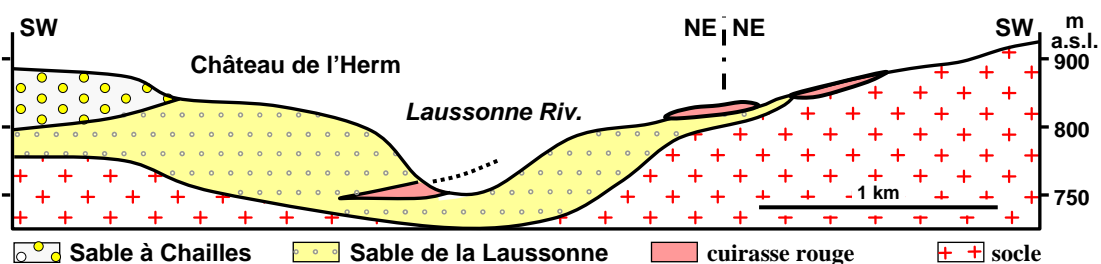


Figure 35 – Coupe montrant la position de la cuirasse rouge de la Collange en bordure du bassin du Puy-en-Velay.

Paléomagnétisme

Au total 60 échantillons de la cuirasse de La Collange ont été traités pour les datations par paléomagnétisme (Lenoir *et al.*, 2010). La moitié des échantillons n'ont pu être analysés à haute température car de nombreux échantillons se sont brisés en cours de chauffage, d'autres avaient une magnétisation rémanente très faible ($> 1.E-4$ A/m).

Le pôle paléomagnétique moyen de la coupe de la Collange se situe sur la portion du Jurassique supérieur de la courbe de la dérive apparente du pôle (APWP) de l'Europe, avec l'ellipse de confiance à 95% recouvrant les pôles de référence à 160 et 170 Ma (Fig. 36).

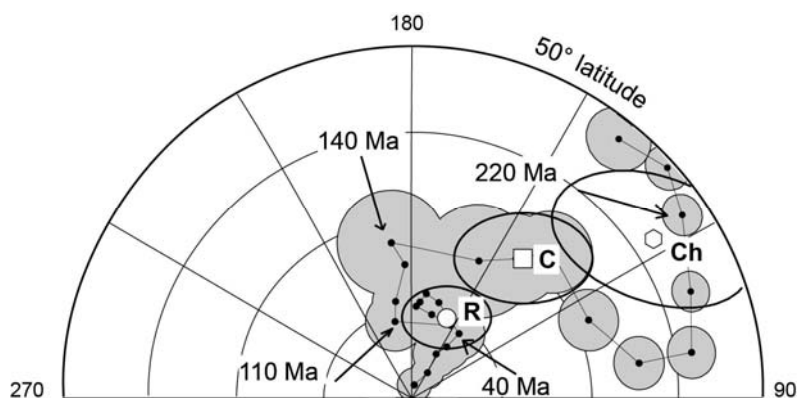


Figure 36 – Pôles Géomagnétiques Virtuels (PGV) obtenus sur la coupe de La Collange (C) projetés sur la courbe de la dérive apparente du pôle (APWP) de l'Europe (Torsvik *et al.*, 2012). Le pôle moyen calculé est proche du paléopôle à 160 Ma. Sont aussi portés sur ce diagramme les résultats obtenus sur la coupe de Le Rouget (48) (R) et Chassefeyre, situées à quelques 60 km au SW de la Collange. La coupe du Rouget a comme la base de la coupe de Loze subit une réaimantation au cours du Tertiaire. La coupe de Chassefeyre est une coupe résiduelle de grès rouge qui ne présente pas de structuration pédologique comme les cuirasses rouges, elle date du Trias et n'a pas été affectée par les altérations Jurassique sup-Crétacé inf., ni tertiaires.

VII - SIGNIFICATION DES PALÉOALTÉRATIONS "SIDÉROLITHIQUES"

Extension des paléoaltérations

Les paléoaltérations du Crétacé inférieur/ moyen et les dépôts dérivés des paléoaltérations sont connus sur de grandes étendues d'Europe de l'Ouest (Fig. 37). Ce sont de puissants profils d'altération envahis par la kaolinite avec accumulation d'oxydes de fer et éventuellement la formation de bauxite. Les différentes occurrences d'altération ne sont pas toutes liées au même intervalle stratigraphique, probablement lié à des conditions tectoniques locales intervenant sur les régressions et transgressions. Les périodes d'émersion régissent la distribution stratigraphique et la nature des matériaux formés. Les zones hautes n'ont éventuellement jamais été submergées et ont subi des altérations pendant de longues périodes alors que les zones basses et les bordures de bassin n'ont été émergées que sporadiquement et pendant des temps courts au gré des mouvements tectoniques et des fluctuations eustatiques. Aussi, pour avoir une vue d'ensemble de ces grandes altérations, faut-il prendre en considération une période plus longue pour faire "abstraction" des spécificités locales ou régionales.

En France, il faut relier à cette grande période d'altération la formation des bauxites reconnues dans le Sud de la France, en Provence, en Languedoc, en Ariège et sur les Grands Causses (Combes, 1969 ; Laville, 1981 ; Guendon *et al.*, 1983 ; Bruxelles *et al.*, 1999). Cet épisode bauxitique est également bien développé en Espagne (Combes, 1969), au Portugal (Rocha & Gomez, 1992). Il faut y rattacher un grand nombre de gisements de bauxites des pays méditerranéens jusqu'en Hongrie (Bardossy & Kordos, 1989). Si ces altérations du Crétacé inférieur sont plus ou moins corrélatives de la période de la bauxite ou infra-bauxite de Provence, elles pourraient être la source des matériaux parentaux des bauxites de Provence comme l'ont souvent invoqué les anciens auteurs (Roch, 1972 ; Peyronnet & Roch, 1974).

Le développement des karsts fossiles a été mis en évidence sous la transgression cénomaniennne dans le Bassin d'Aquitaine (Astuce & Simon-Coinçon, 1992 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1997), au SE bassin de Paris (Thiry *et al.*, 2005). La datation des formations de la Borne de Fer en Lorraine à 130 Ma (Théveniaut *et al.*, 2007) est à rattacher à cet épisode majeur d'altération des plates-formes calcaires jurassiques. Les dépôts wealdien du bassin de Paris peuvent également être rapportés à cet épisode (Thiry *et al.*, 2006c).

En Belgique, de puissants profils d'altération datés du Crétacé inférieur ont été décrits dans le Massif du Brabant (Dupuis, 1992 ; Dupuis *et al.*, 1996 ; Mees & Stop, 1999) et sur les formations paléozoïques d'Ardennes (Yan, 2003).

En Suisse, les paléokarsts contenant les anciens gisements de fer sidérolithiques avaient également été considérés comme tertiaires. La découverte récente de paléokarsts à faune datée du Crétacé inférieur (Moon, 2005) conduit à considérer que ces paléokarsts sont aussi à rapporter à l'épisode Crétacé inférieur.

En Bavière et en Bohême, les études isotopiques des formations kaoliniques ont montré que celles-ci avaient clairement une signature géochimique du Crétacé inférieur (Gil, 2000). Des considérations géologiques et géomorphologiques montrent l'existence de ces grandes altérations kaoliniques du Crétacé inférieur en Europe du Nord et jusqu'en Scandinavie (Lidar-Bergström *et al.*, 1997 ; Mignon & Lidar-Bergström, 2001).

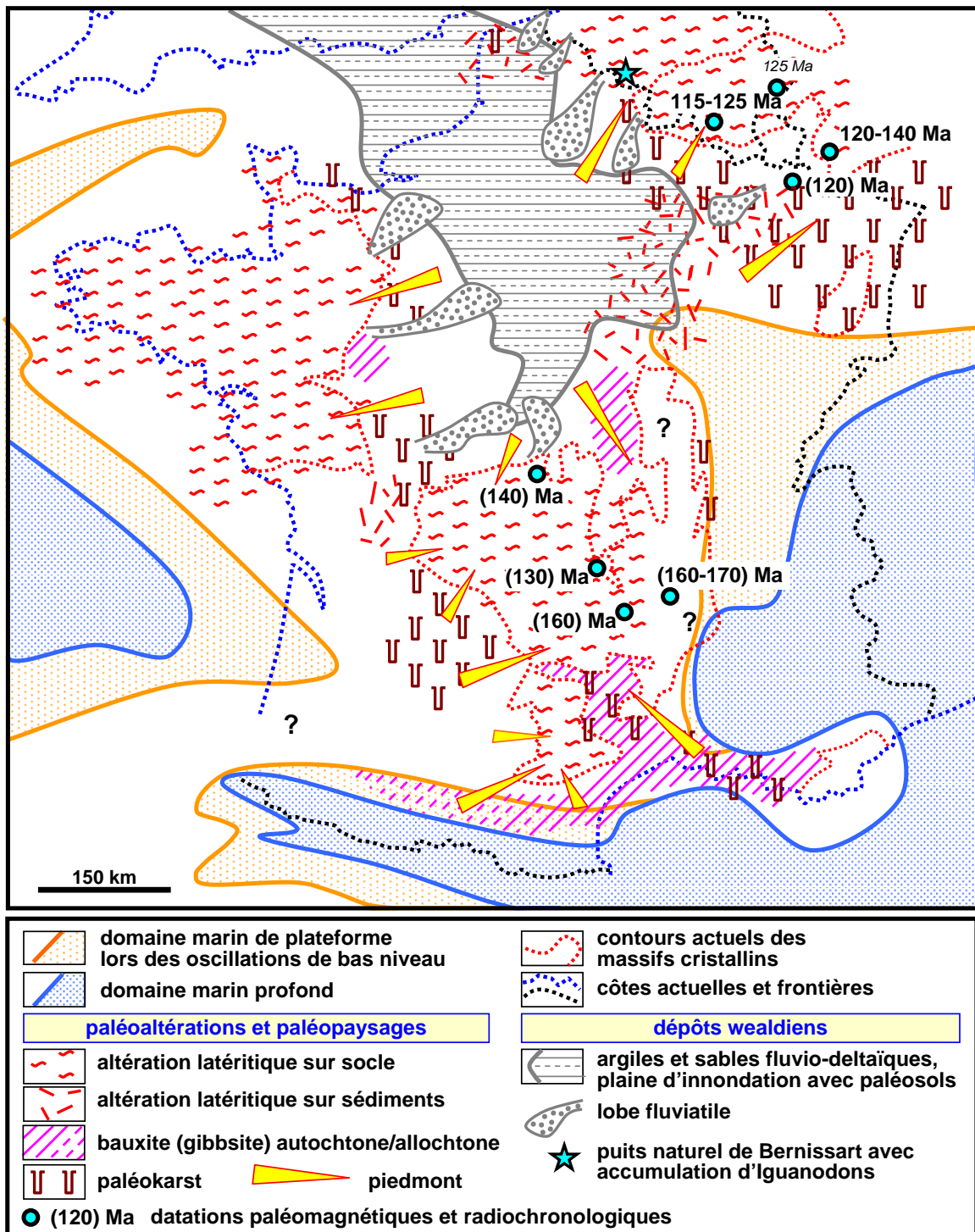


Figure 37 - Synthèse des occurrences de paléoaltérations crétaées inférieures reportées sur la carte paléogéographique de la France et de la Belgique pour la période du Berriasien au Barrémien. Le cadre paléogéographique des domaines marins a été compilé et modifié d'après l'Atlas de la Téthys (Dercourt & Vrielynck, 1993). Les domaines marins ont été tracés chevauchant le SE du Massif Central pour rendre compte des données thermochronologiques des traces de fission dans les apatites. Le trait majeur de la paléogéographie continentale est constitué par la gouttière wealdienne, individualisée entre des zones de socle profondément altéré. Les apports détritiques y affluent par des tributaires bien individualisés dans certains secteurs, et s'accumulent dans une vaste plaine d'inondation en arrière du seuil de Bourgogne. De larges zones de socle étaient à l'affleurement et couverts d'épais paléosols kaoliniques, comme l'on montré les récentes datations. D'amples paysages karstiques sont développés sur toutes les plateformes jurassiques à l'affleurement. Les bauxites sont omniprésentes dans le Sud de la France, leur extension semble plus limitée dans le Bassin, mais elles n'y sont vraisemblablement que résiduelles, d'importantes surfaces ayant pu être resiliçifiées au cours du Tertiaire. D'après Thiry *et al.*, 2006c.

Interprétation paléoclimatique

Les puissantes altérations kaoliniques sont classiquement rapportées à des climats chauds et humides du type tropical. Leur extension jusque dans des latitudes élevées impliquerait que la zonalité climatique était quasi inexistante à cette époque sur terre. Mais de nombreuses occurrences de flore à affiliation tempérée ou même froide ont été inventoriées dans les formations du Crétacé inférieur et certains auteurs admettent l'existence de périodes froides, par exemple au Valanginien et à l'Aptien inférieur dans l'hémisphère austral (Price, 1999 ; De Lurio & Frakes, 1999 ; Francis & Poole, 2002). En fait, l'extension des altérations lessivantes et kaolinisantes n'implique pas obligatoirement des climats chauds et humides, mais doit plutôt être reliée aux fortes teneurs en CO₂ de la paléoatmosphère du Crétacé inférieur (Berner, 1994 ; Ekart *et al.*, 1999 ; Passalia, 2009). La richesse en CO₂ favorisant l'hydrolyse des silicates et la dissolution des carbonates. Avec une paléoatmosphère enrichie 10 fois en CO₂ par rapport à l'atmosphère actuelle, le même bilan d'altération est atteint avec 3 fois moins de précipitations qu'avec la composition atmosphérique actuelle (Schmitt, 1999). Seul, le développement de la bauxite est éventuellement un indicateur de températures plus élevées, favorisé par l'augmentation de la solubilité de la silice avec la température. Toutefois, il convient de rester prudent, car les teneurs en CO₂ ont varié au cours du Crétacé inférieur (Robinson *et al.*, 2002).

La silicification qui vient se surimposer aux profils kaoliniques et est probablement due à des conditions climatiques plus sèches. Cet épisode plus sec inscrit dans ces profils est vraisemblablement à relier aux faciès "Purbéckien" (Thitonien terminal), faciès confinés à gypse et silicifications connus en Aquitaine, Grande Bretagne, Suisse, etc. (Mojon & Strasser, 1987 ; Strasser, 1998 ; Colin *et al.*, 2004).

Il faut aussi souligner que les cuirasses rouges ne montrent pas de différenciation pédologique forte, avec horizons supérieurs lessivés et horizons plus profonds moins différenciés chimiquement (sauf peut-être aux Mottes à Boudes). Les structurations pédologiques sont essentiellement de type "mécanique", limitées à des réarrangements de matériaux plus qu'à leur évolution chimique. Les matériaux seraient donc hérités d'une altération plus ancienne, remaniés, réorganisés dans les profils, puis indurés/silicifiés (?). Plus anciennes que les altérations kaolinisantes du Crétacé inférieur qui viennent d'être décrits-ci-dessus. Le "blocage" des oxydes de fer, donc la fermeture du système daté par paléomagnétisme correspondrait aux réarrangements post-dépôts des profils ou à leur silicification ? Dans cette optique l'altération majeure, l'altération lessivante à l'origine des matériaux à kaolinite et altération des feldspaths serait plus ancienne ? De quand ? Toujours dans cette logique, les matériaux auraient été remaniés lors d'une rhexistasie (rupture tecto/climatique de Erhart, 1956), sous des climats plus déjà plus sec comme l'attesterait les dépôts de sheet flood ... et les silicifications se seraient développées sous un climat encore plus sec ?

On retrouve là une des difficultés de l'étude des paléoaltérations : les matériaux élaborés sous des conditions sèches ont peu de probabilité d'être conservés, les caractères de climat sec sont "effacés" par l'épisode plus humide qui fait suite, alors que les matériaux formés sous conditions lessivantes sont préservés sous des conditions plus sèches et "envahissent" ainsi les paléopaysages (Thiry, 2000).

VIII - EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU MASSIF CRISTALLIN

Les cuirasses rouges sidérolithiques qui reposent sur le socle du Massif Central ont traditionnellement été assignées à l'Éocène-Oligocène (Boulanger, 1844 ; Jung, 1946). En se référant à cette attribution stratigraphique, une importante partie de l'évolution continentale du Massif Central, ainsi que certaines topographies actuelles, ont été considérées d'âge Tertiaire (Simon-Coinçon, 1989 ; Battiau-Queney, 1993). L'attribution des cuirasses rouge au Jurassique sup. – Crétacé inf., et donc de leur vieillissement d'environ 100 Ma par rapport à l'âge accepté antérieurement, a des répercussions majeures sur les hypothèses d'évolution géodynamique et paléomorphologique du Massif Central, en particulier sur son comportement pendant le Mésozoïque et le Tertiaire, et l'histoire de son altération et érosion.

Les datations du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur obtenues sur les formations rouges "Sidérolithiques" développées sur le socle implique l'absence (ou son altération/érosion) de la couverture mésozoïque sur une grande partie du Massif Central au Crétacé inférieur. La question de la conservation de ces anciens paléoprofils se pose :

- soit ces profils n'ont jamais été enfouis sous une couverture sédimentaire, et dans ce cas ils révèlent une extrême stabilité des paysages du Massif Central pendant 150 Ma ;
- soit ces profils ont été enfouis sous une couverture du Crétacé supérieur, puis remis à l'affleurement par érosion de la couverture à la fin du Crétacé ou/et au début du Tertiaire, dans ce cas l'érosion de la couverture meuble se serait bloquée sur le socle et aurait préservé les formations rouges dans des situations particulières (coin de faille, graben, etc.).

Les datations d'âge Tertiaire obtenues sur certaines cuirasses rouges sont éventuellement l'indice d'une exhumation consécutive à un enfouissement et qui aurait réactivé l'altération. Mais dans le cas d'un scénario sans enfouissement, la réactivation de l'altération au Tertiaire peut aussi être reliée à un changement du régime climatique et des paysages qui a conduit à la silicification qui se serait surimposée aux profils anciens.

Dénudations successives du massif paléozoïque

Il a généralement été considéré que le Massif Central formait un point haut durant le Mésozoïque et que par conséquent que les dépôts sédimentaires y étaient réduits en épaisseur par rapport à ceux des bassins périphériques (Debrand-Passard, 1980 ; Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Dercourt & Vrielynck, 1993). Cette vue paléogéographique était appuyée sur la présence de faciès proximaux dans les dépôts périphériques (empreintes de dinosaures dans les dépôts littoraux, présence de paléosols, réduction d'épaisseur des formations, dépôts sableux associés à la transgression crétacée, etc.) (Aubagne *et al.*, 1979 ; Beaudrimont & Dubois, 1977 ; Curnelle & Dubois 1986 ; Simon-Coinçon 1999 ; Gand *et al.*, 2007 ; le Lœuff *et al.*, 1999 ; Vignaud *et al.*, 1994).

Ce point de vue a été remis en question pendant les années 2000 quand l'histoire thermique du socle a été déduite de l'analyse des traces de fission des apatites (Barbarand *et al.*, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002 ; Peyaud *et al.*, 2005). Ces analyse sont été interprétées comme indiquant que le socle cristallin avait subit une température significativement supérieure à l'actuelle du a son enfouissement sous une couverture sédimentaire, et que le refroidissement consécutif à sa dénudation a débuté entre 130 et 110 Ma. L'épaisseur de la couverture érodée a été estimée entre 2000 et 2500 m.

La datation des paléoprofils d'altération qui reposent sur le socle cristallin renouvelle complètement les idées concernant l'évolution géodynamique du Massif Central durant le Mésozoïque. Les paléoprofils d'altération marquent des paléosurfaces qui constituent des points d'ancrage majeurs qui contraignent l'histoire de la dénudation du massif et conduisent à proposer un scénario de son évolution mésozoïque et tertiaire en contradiction avec celui proposé à partir de l'analyse des traces de fission des apatites (Fig. 38).

- 1) Un premier épisode d'altération d'âge triasique est reconnu de longue date et a été précisé récemment par datations paléomagnétiques et radiochronologiques des faciès rougis du socle albitisé (Schmitt *et al.*, 1984 ; Ricordel *et al.*, 2007).

2) Un second lot de datations d'âge jurassique correspond au développement des paléoprofils des cuirasses rouges sidérolithiques et montre que le Massif Central était dénudé pendant le Jurassique sup et le Crétacé inf., indépendamment du fait que la couverture jurassique était épaisse, réduite ou même absente.

3) Un troisième épisode de magnétisation entre 50 et 90 Ma enregistre que les altérations qui ont éventuellement débutées pendant le Crétacé inf. ont pu se poursuivre jusqu'au Tertiaire, ou que cette épisode plus jeune corresponde a une reprise de l'altération après que la cuirasse rouge ai été enfouie par la craie du Crétacé sup., puis remise à l'affleurement après érosion de celle-ci.

Il faut rajouter que la préservation des paléoprofils d'altération sur de grandes surfaces du socle cristallin souligne que le socle cristallin n'a pas été érodé et rabaissé de manière significative durant la période méso-cénozoïque ?

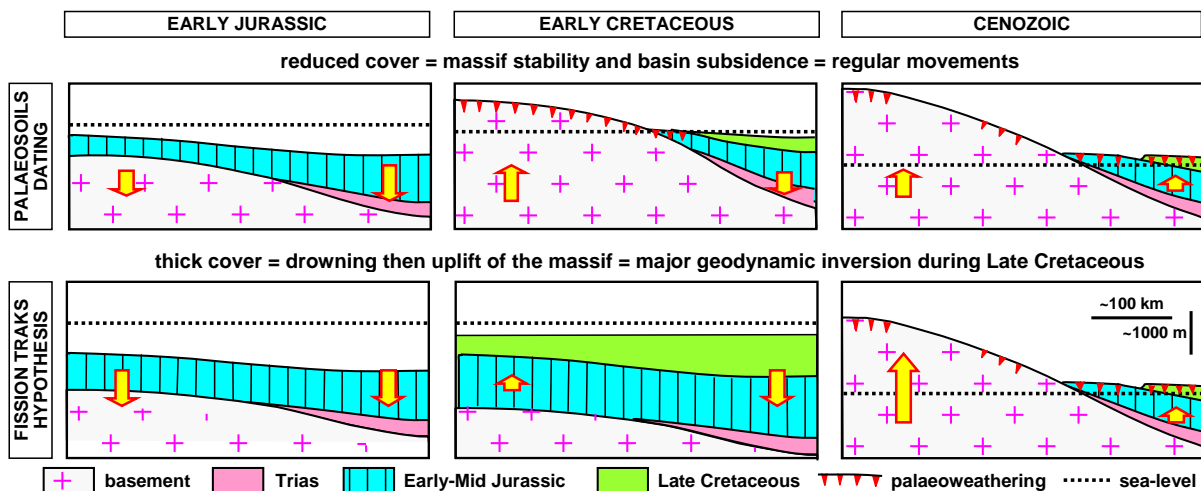


Figure 38 – Schéma des hypothèses contradictoires pour l'évolution géodynamique du Massif central pendant le Mésozoïque.

Le schéma de dénudation du Massif Central proposé à partir de la datation Jurassique sup.-Crétacé inf. des cuirasses rouges est en accord avec l'évolution du Massif Armoricain pendant le Méso-Cénozoïque proposé récemment par Bessin *et al.*, 2015 & 2017, qui proposent un modèle basé sur une cartographie détaillée des surfaces d'aplanissement, leur chronologie relative, et leur relations avec des affleurements datés de sédiments et de produits d'altération. Ils identifient deux phases d'enfouissement et d'exhumation : (1) un enfouissement pendant le Jurassique, suivi d'une dénudation pendant le Crétacé inf. et (2) un enfouissement au Crétacé sup. suivi d'une dénudation du le Crétacé terminal à l'Éocène inf. Les auteurs soulignent que l'épaisseur des recouvrements est inconnue mais était probablement faible en raison du peu de sédiments silicoclastiques corrélatifs de l'érosion ultérieure dans les bassins périphériques. De même, dans le sud du Massif armoricain, Bétard (2010) a proposé des vitesses moyennes de soulèvement et d'érosion entre 0.5 and 2 m/Ma pour la période post-Éocène et qui indiquent une très grande stabilité des paysages pendant la majeure partie du Cénozoïque.

Rôle de l'eustatisme

L'oxydation du socle cristallin à la base de la couverture sédimentaire est l'élément d'altération le plus ancien et indique des conditions continentales sur le massif durant le Trias, reconnu par de nombreux auteurs (Guilcher, 1949 ; Golonka, 2007 ; Bourquin *et al.*, 2011) et confirmé récemment par des datations par paléomagnétisme (Ricordel *et al.*, 2007 ; Ricordel, 2007). Les datations paléomagnétiques montrent que les cuirasses rouges sont plus anciennes au centre du massif que dans le nord, proche de la bordure du Bassin de Paris (Fig. 39). Cette distribution spatiale des âges fait penser à une émergence progressive du massif sur une période de 30 Ma. Sur cette base, la paléo-altitude du Massif Central pendant le Crétacé inf. aurait été comparable à la chute du niveau marin, c'est à dire quelques centaines de mètres. Enfin, un troisième épisode d'altération est intervenu entre 90 et 50 Ma comme l'ont montré les datations paléomagnétiques.

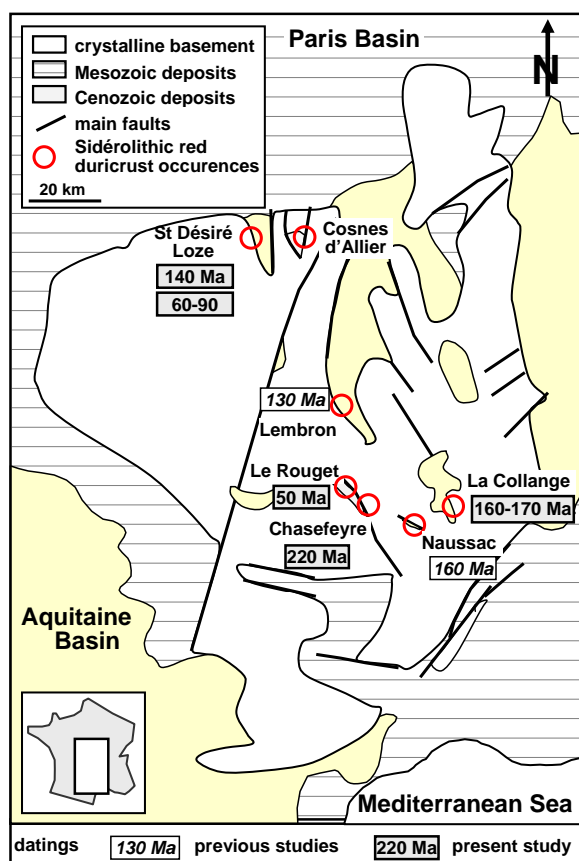


Figure 39 – Distribution des âges des formations sidérolithiques : les âges le plus anciens ont été obtenus au Sud, dans la partie "élevée" du massif, les âges plus jeunes au Nord en se rapprochant du Bassin de Paris.

Ces trois périodes d'altération coïncident avec des périodes de bas niveau marin (Fig. 40). Même si des mouvements tectoniques se sont produits pendant cette longue période, l'émergence du massif sous influence de l'abaissement du niveau marin a joué un rôle décisif dans son évolution. Les régressions marines ont enclenché des incisions et entraîné des abaissements des nappes phréatiques qui ont réactivé les oxydations et les altérations enregistrées par le paléomagnétisme.

Les bas niveaux marins du Crétacé inf. ont conduit à l'émergence de la majeure partie de l'Europe et au développement de puissants profils d'altération dans les bassins et sur les massifs cristallins (Thiry *et al.*, 2006c). Au sud du Massif Central ce sont de puissants dépôts bauxitiques développés sur les calcaires jurassiques karstifiés de Provence (Laville, 1981) et d'Ariège (Bardossy & Combes., 1999) et des formations bauxitiques résiduelles identifiées sur les plateaux jurassiques des Causses (Bruxelles, 2003). A l'ouest du Massif central, en Quercy, la plateforme calcaire du Jurassique a été exondée et érodée dès le Jurassique sup., et des altérations et karst se sont développés au Crétacé inf. et ont été préservés sous les dépôts cénomaniens (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon & Astruc, 1992). Dans le Bassin de Paris, la gouttière wealdienne (Allen, 1989) formait une vaste plaine fluviale avec de nombreux paléosols formés pendant les temps de non-dépôt avec profils plus épais et plus intensément altérés sur la bordure où l'émergence était de plus longue durée (Thiry *et al.*, 2006c). Ainsi, en Nivernais, dans le sud du Bassin de Paris (au NE du Massif Central), des paléosols bauxitiques à gibbsite ont été préservés *in situ* sur les calcaires jurassiques et sous les sables de la transgression albienne (Thiry *et al.*, 2005). Plus au nord, des paléoprofils d'altération *in situ* ont été datés du Crétacé inf. dans l'Est du Bassin de Paris (Théveniaut *et al.*, 2007) et sur le socle des Ardennes belges (Yans, 2003).

L'épisode d'altération du Crétacé sup.-Tertiaire correspond à l'âge précédemment attribué aux formations sidérolithiques et qui ont maintenant été datées du Jurassique sup. et du Crétacé inf. Néanmoins, les datations obtenues récemment sont nettement plus anciennes que l'âge Éocène-Oligocène attribué antérieurement et qui s'appuyaient sur une corrélation avec les dépôts tertiaires des grabens oligocènes (Boullanger, 1844 ; Jung, 1946). Ce second épisode d'altération se corréle aussi avec un abaissement du niveau marin et un épisode majeur d'altération en Europe de l'Ouest. La régression marine a provoqué l'incision des paysages et réactivé l'oxydation enregistrée par le paléomagnétisme.

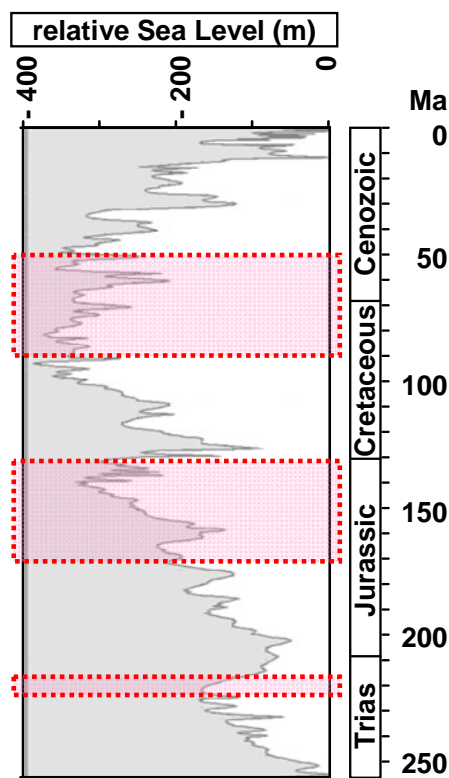


Figure 40 - Âges paléomagnétiques des paléoaltérations du Massif Central mis en rapport avec les bas niveaux marins du Mésozoïque et du Cénozoïque (niveau marin d'après Haq, *et al.*, 1988).

Initiation des grabens et rupture de la Pangée

Les cuirasses rouges se développent communément sur d'épais dépôts de cônes alluviaux appuyés contre et scellant des escarpements de faille qui correspondent aux directions des grabens Oligocènes ; c'est le cas à St Désiré et plusieurs autres sites du fossé du Cher près de Montluçon (Quesnel *et al.*, 2005), et du secteur du Lembron, du fossé de Naussac et de la coupe du Rouget (Ricordel, 2007). Basé sur l'âge tertiaire proposé antérieurement pour les formations sidérolithiques, les cuirasses rouges ont été considérées comme s'étant formées pendant les premiers stades du rifting. Basé sur les nouveaux âges paléomagnétiques obtenus, la séquence des événements reste inchangée mais le rifting à l'origine des grabens a débuté bien plus tôt, avant 160/170 Ma au cours du Jurassique sup.

Dans ce contexte il faut noter que nombre de gisements miniers liés à l'ouverture de fractures dans les massifs cristallins paléozoïques d'Europe de l'Ouest ont été datés du Jurassique moyen par radiochronologie. C'est en particulier le cas de plusieurs zones minéralisées du Massif Central français (Bonhomme *et al.*, 1980 ; Marcoux *et al.*, 1990 ; Cathelineau *et al.*, 2012), les Vosges (Edel *et al.*, 2007), de la Forêt-Noire et du Massif Schisto-Rhénan (Bonhomme *et al.*, 1983 ; Mertz *et al.*, 1991 ; Wernicke & Lippolt, 1997 ; Meyer *et al.*, 2000 ; Brockamp *et al.*, 2003) et aussi dans le haut-Atlas (Maroc) (Ferrandini *et al.*, 1991 ; Huon *et al.*, 1993 ; Margoum *et al.*, 2015). De plus, d'importantes altérations hydrothermales ont affecté des formations permienues et triasiques le long de failles liées aux socles cristallins paléozoïques. Leurs âges radiochronologiques sont concentrées autour du Jurassique moyen, entre 190-140 Ma. Cette altération a été particulièrement documentée dans le Massif Central français (Bonhomme & Millot, 1987 ; Mendez Santizo *et al.*, 1991 ; Aquilina *et al.*, 2011), the Vosges Massif (Clauer *et al.*, 2008 ; Brockamp *et al.*, 2011), en Forêt-Noire (Brockamp *et al.*, 1994, 2003 ; Brockamp & Clauer, 2005), et de façon plus large du Maroc et de la Libye jusqu'aux Pays-Bas et la Mer du Nord (Clauer *et al.*, 1996).

Il est clair que cette activité hydrothermale de Jurassique moyen à supérieur est liée à des pulsations tectoniques pendant la rupture de la Pangée et la progressive ouverture de l'Océan Atlantique Nord. Il y a aussi des arguments qui indiquent des manifestations thermales pendant l'Aalénien (Jurassique moyen) en Mer du Nord centrale et septentrionale (Rathey & Hayward, 1993).

Dans le Massif Central, les cuirasses rouges adossées aux des fractures qu'elles scellent fournissent des preuves directes que ces failles correspondent à un pré-rifting du Craton européen qui a été réactivée lors de l'effondrement des grabens l'Oligocène.

Persistence des paléopaysages

Les cuirasses rouges se sont formées dans divers paléopaysages qui sont encore préservés dans la morphologie actuelle du massif. Ces paléopaysages scellés par les cuirasses rouges incluent des inselbergs, des paléoreliefs, de profonds paléodrainages, des pédiments/glacis et des escarpements de faille.

Dans le secteur de St Désiré, dans le Nord du Massif Central, (Fig. 41) des paléovallées et des pédiments couverts par des cuirasses entourent des reliefs de socle renforcés par des quartzites (Quesnel *et al.*, 2005). Des sondages à la tarière ont recoupé des dépôts de remplissage des vallées sur plus de 65 m. Ailleurs, en bordure du fossé du Cher, les cuirasse rouges remplissent des paléovallées sur 1-3 km d'extension et sont ré-entaillées par les ruisseaux actuels (Turland *et al.*, 1989). Dans ce secteur c'est l'armature générale du paysage actuel qui est hérité des paléopaysages du Crétacé inf., l'érosion actuelle étant surtout limitée à l'incision linéaire des vallées.

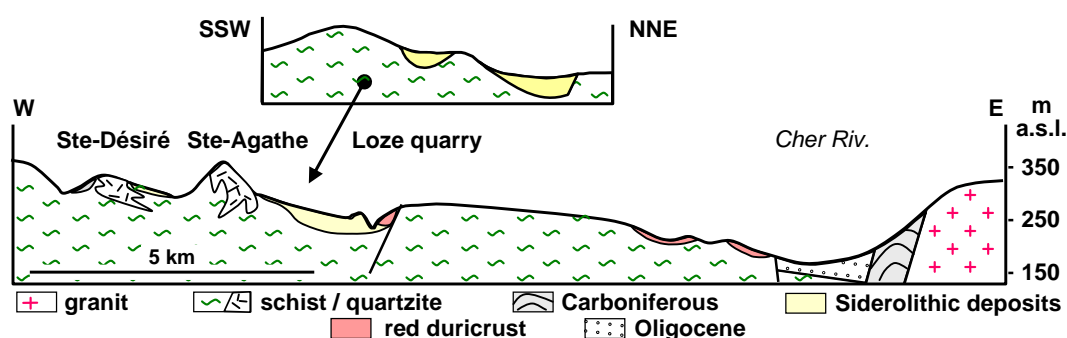


Figure 41 – Coupe du fosse du Cher et ses marges montrant la disposition des dépôts sédimentaires couronnés par les formations rouges indurées sur les flancs de paléoreliefs armés par des quartzites métamorphiques.

De même dans le secteur du Lembron, les sédiments sidérolithiques et les cuirasses rouges soulignent et scellent localement des escarpements de failles et sont adossées à des paléoreliefs du socle qui s'apparentent à des paléoinselberg (Fig. 42) (Ricordel, 2007).

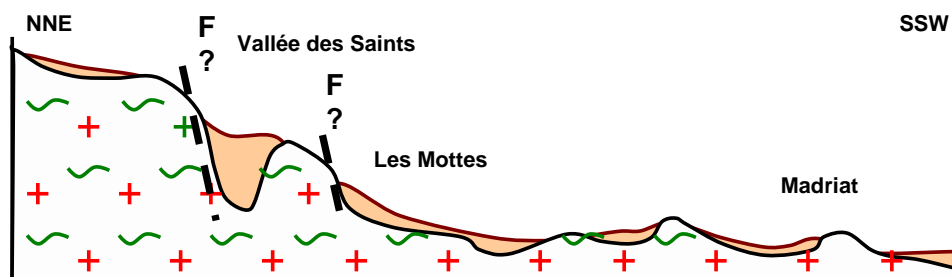


Figure 42 – Connections entre formations sidérolithiques et paléomorphologies dans le secteur du Lembron. Les paléomorphologies s'étagent sur environ 100 m de dénivelé.

Dans le Sud du Massif Central, à la Collange, la cuirasse rouge repose sur une formation sableuse plus ancienne (Lenoir, 2008). La discordance de la cuirasse rouge avec ces anciens sables et le socle granitique indique que le sable remplit une paléovallée incisée dans le socle (Fig. 43). Cette disposition est similaire aux dispositions du secteur de st Désiré dans le Nord du Massif Central (Fig. 41). Dans les deux secteurs les matériaux ante-cuirasse sont des sables fluviaux qui remplissent des paléovallées. Les structures sédimentaires et l'association de niveaux argileux suggèrent que ces sédiments ont été déposés dans la partie distale d'un réseau hydrographique structuré.

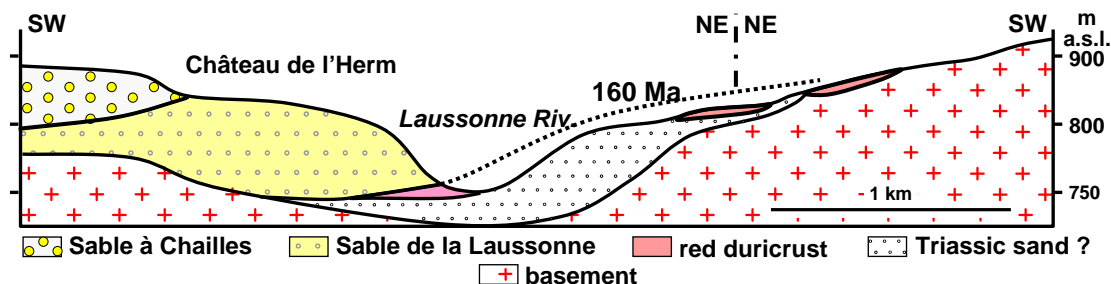


Figure 43 – La datation du Jurassique sup. de la cuirasse de la Collange révèle l'existence d'une formation sableuse ancienne qui remplit une paléovallée antérieure.

Se pose la question de l'âge du remplissage de ces anciennes paléovallées. Le sable sous la cuirasse ne contient pas de chailles, ni à la Collange, ni à St Désiré. On peut en déduire que le remplissage ne provient pas de la couverture Jurassique ante-cuirasse qui contient des niveaux de chailles. En revanche, ces dépôts pourraient correspondre à des dépôts fluviaux triasiques connus autour du Massif Central et qui à la base remplissent des paléovallées incisées dans le socle (Lougnon *et al.*, 1974 ; Fogliérini *et al.*, 1980 ; Soulé de Lafont & Lhégu, 1980).

Que des géomorphologies du socle hérités de l'évolution post-hercynienne soient préservées dans le paysage actuel est un aspect qui était complètement insoupçonné avant la détermination de l'âge jurassique des cuirasses rouges. C'est un résultat qui conduit à reconsidérer en profondeur l'analyse géomorphologique du massif pour lequel toutes ces structures héritées étaient considérées comme tertiaires. En même temps, après le tout Tertiaire on ne sait plus où est la paléosurface tertiaire et quelles sont ses spécificités géomorphologiques ! Par ailleurs, la préservation de ces très anciennes morphologies indique une érosion très limitée du socle depuis le Trias. Ces analyses sont indépendantes de l'étendue et de l'histoire de la couverture sédimentaire.

Discordance socle/couverture

Les roches du socle du Massif Central (granites, gneiss, rhyolithes et même les roches sédimentaires du Permo-Carbonifère) montrent souvent un faciès rose/rouge (Yerle & Thiry, 1979 ; Schmitt, 1986 ; Parcerisa *et al.*, 2010). Ces faciès sont hématisés et albitisés (surtout un remplacement épigénétique des plagioclases primaires en albite et l'altération des biotites en chlorite), présents jusqu'à 100-200 m sous la discordance. Les faciès albitisés et hématisés sont clairement liés à la discordance triasique et de ce fait à la paléosurface triasique.

Ces faciès albitisés ont été datés du Trias par les méthodes radiochronologiques (Bonhomme *et al.*, 1980 ; Schmitt *et al.*, 1984) et plus récemment par les méthodes paléomagnétiques (Ricordel *et al.*, 2007). Comme l'altération est du même âge que la discordance, il en découle que les faciès albitisés peuvent être utilisés pour tracer la paléosurface triasique à travers de grandes étendues du socle, même très éloignées de la couverture mésozoïque. Ces faciès albitisés fournissent un repère spatio-temporel supplémentaire pour contraindre l'évolution géodynamique post-Paléozoïque du Massif Central français.

La remarquable persistance de la paléosurface triasique dans tous les massifs paléozoïques de l'Europe de l'Ouest a été soulignée depuis longtemps par les géomorphologues (parmi eux, Guilcher, 1949 ; Godard, 1980 ; Battiau-Queney, 1993 ; Widdowson, 1997). L'étendue de la paléosurface triasique albitisée sur l'ensemble du Massif central est due à sa grande résistance et c'est sur cette surface que sont venues se bloquer les altérations et érosions ultérieures. La résistance à l'érosion apparaît comme une caractéristique majeure de cette paléosurface et est liée à l'albitisation. Les granites albitisés sont dépourvus de plagioclases anorthitiques qui sont beaucoup plus sensibles que l'albite aux altérations chimiques et ainsi les granites albitisés sont plus résistants à l'altération et à l'érosion. En particulier les granites albitisés ne donnent jamais des arènes, alors que les granites non albitisés sont sensibles à l'arénisation.

Géodynamique du Massif Central et de ses bordures

Dans le Massif central, les formations rouges "sidérolithiques" reposent directement sur les socles albitisés jalonnant la paléosurface triasique. Ainsi, sur une grande partie du Massif central, les paléosurfaces triasique et crétacé inf. sont confondues (Fig. 44). Deux cas de figure peuvent être envisagés : (1) la paléosurface triasique a été recouverte par les dépôts jurassiques, puis exhumée par altération et érosion de ces dépôts au cours du Crétacé inférieur ; (2) la paléosurface triasique n'a

jamais été recouverte et il y a eu évolution continentale du Trias au Crétacé supérieur sans érosion ou abaissement majeur. L'absence de chailles dans les formations rouges du centre du Massif central tendrait à montrer qu'il n'y a jamais eu de couverture jurassique notable sur le cœur du massif. Entre le Trias et le Crétacé inférieur le socle n'a guère été érodé/rabaissé, ou en tout cas d'une épaisseur inférieure à l'épaisseur des profils d'albitisation triasiques.

La datation des paléosurfaces du Trias, du Crétacé inférieur et leurs relations mutuelles, ainsi que les datations tertiaires obtenues dans le Massif central soulignent une grande stabilité géodynamique au cours du Mésozoïque. La formation de paléosurfaces matures et évoluées suppose des périodes relativement longues (10-50 Ma ?) de stabilité tectonique et climatique ou du moins sans fluctuations majeures.

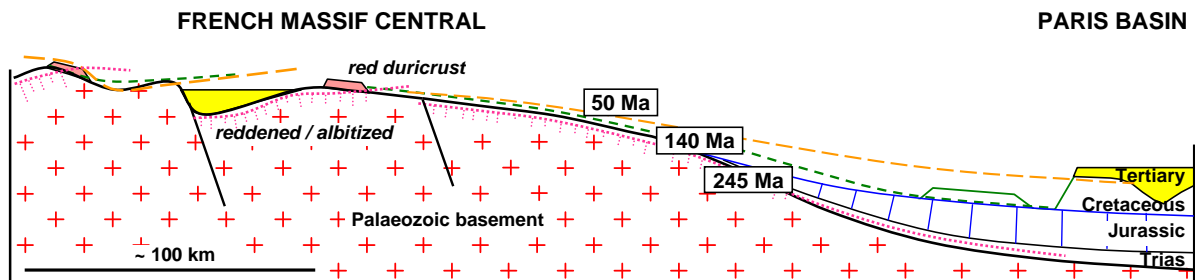


Figure 44 – Schéma illustrant les relations entre la paléosurface triasique, la paléosurface jurassique supérieur/crétacé inférieur et la paléosurface tertiaire dans le Massif Central et le Bassin de Paris. Ces paléosurfaces se télescopent sur le socle et par conséquent il n'y a pas eu d'érosion post-triasique conséquente.

La bordure Sud du Bassin de Paris montre aussi une grande stabilité de depuis le Crétacé (Fig. 45). La couverture d'altérites à chailles élaborées au Crétacé inférieur dans le SE du bassin de Paris, à laquelle sont liés les gisements de fer pisolitique (eux aussi dits sidérolithiques) et des formations à gibbsite et donc de caractère bauxitique (Thiry *et al.*, 2005). Les matériaux d'altération résultent exclusivement de l'altération des formations jurassiques, ils ne renferment que des quartz roulés et des chailles, à l'exclusion de quartz du socle. Ces matériaux sont en revanche très évolués et lessivés, bien plus marqués géochimiquement que les matériaux des cuirasses rouges du Massif Central.

Comme les nombreux paléokarsts à remplissages de matériaux d'altération (fer pisolitique sidérolithique du Nivernais intensément exploité au XIXème siècle) ont été préservés par la transgression du Crétacé sup., on en déduit qu'il n'est pas intervenu d'érosion/dissolution conséquente de cette surface infra-Crétacé altérée. L'encaissement des vallées est récente et est plus le fait de variations eustatiques et climatiques que de mouvements tectoniques.

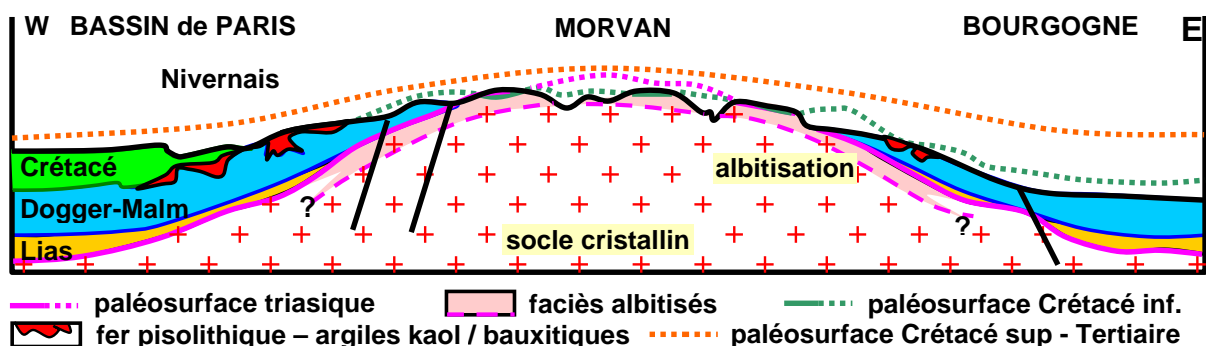


Figure 45 – Schéma de la disposition de la paléosurface du Jurassique sup./Crétacé inf. sur la bordure du Morvan. Noter la fossilisation des paléokarsts sous la couverture crétacée, mais les paléokarsts et leur remplissage affleurent sur de vastes secteurs, dépourvus de couverture crétacée sup..

Les données de la stratigraphie et la stratonomie des dépôts mésozoïques des Grands-Causse (Fig. 46) et les datations Jurassique supérieur/Crétacé inférieur des cuirasses rouges permettent d'affirmer que la couverture sédimentaire se réduisait sur le socle et que celui-ci affleurerait effectivement alors que se déposaient les formations lacustres et de marécages côtiers dans le centre des Grands-Causse.

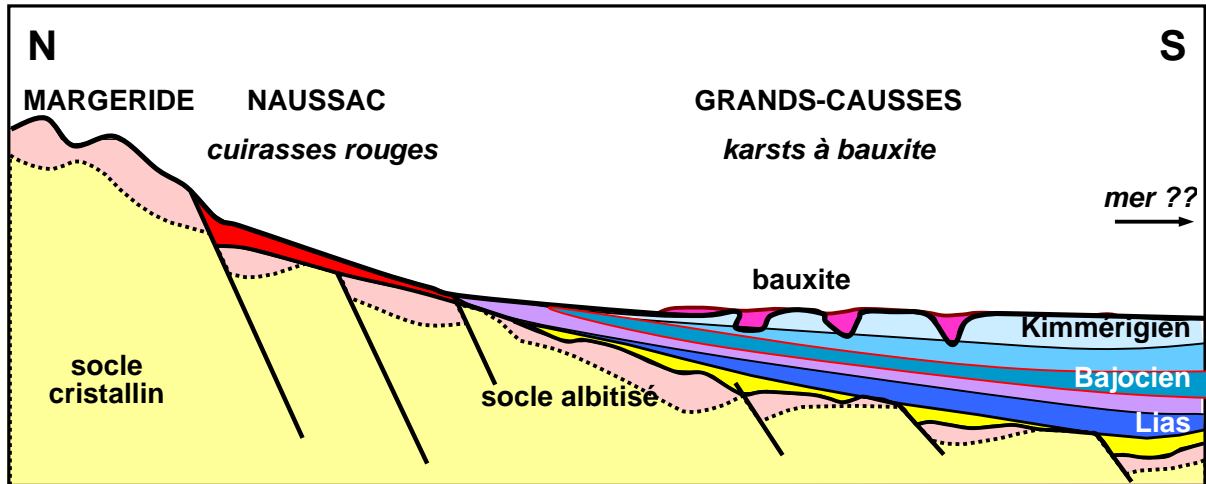


Figure 46 – Schéma stratonomique des formations sur la bordure Sud du Massif Central. Les bauxites résiduelles piégées dans les karsts du Jurassique n'ont été couvertes que par des sables cénomaniens très réduits, en limite de transgression dans ce secteur.

Contrastes crustaux

Cette stabilité géodynamique pose le problème des mécanismes crustaux sous-jacents. Le Massif Central apparaît comme un "îlot" cristallin qui émerge des domaines subsidents qui l'entourent (Bassin de Paris, Bassin d'Aquitaine, Mer Alpine, Téthys). Mais il ne constitue pas une exception, tous les noyaux granitiques de la chaîne hercynienne se comportent de la même manière en Europe de l'Ouest.

La grande stabilité temporelle de toutes ces zones de socle interpelle d'autant plus qu'elles sont séparées les unes des autres par des bassins fortement subsidents allant de l'Atlantique à l'Oural. La succession socle/bassin se fait avec une longueur d'onde de l'ordre de quelques centaines de kilomètres (Fig. 47). Comment expliquer leur comportement contrasté ? Une piste serait d'envisager un mécanisme de compensation de la topographie des socles en contexte extensif par des cellules de convection mantelliques.

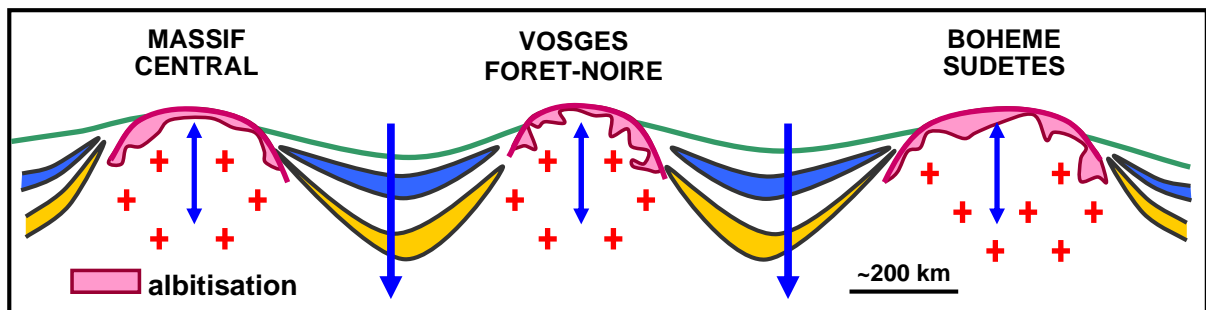


Figure 47 – Schéma montrant l'échelle à laquelle se présentent les différenciations dynamiques entre socles et bassins.

Bibliographie

- Aagaard P., Egeberg P.K., Morad S., Bjorlykke K., 1990. Diagenetic albitization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway. *J. Sediment. Petrol.*, 60, p. 575-581.
- Allen P., 1989. Wealden research - ways ahead. *Proc. Geol. Ass.*, 100, p. 529-564.
- Aquilina L., Bouvais P., Mossman J.R., 2011. Fluid migration at the basement/sediment interface along the margin of the Southeast basin (France): implications for Pb–Zn ore formation. *Mineralium Deposita*, 46(8), p. 959-979.
- Astruc J.G., 1988. Le paléokarst quercynois au Paléogène : altérations et sédimentations associées. *Doc. B.R.G.M.*, 133, 135 p.
- Astruc J.G., Simon-Coinçon R., 1992. Enregistrement de l'évolution climatique et tectonique par les paléokarsts (Exemple du Quercy et de ses marges. *in* : Karst et évolutions climatiques, Salomon, J.N., Maire, R., (Eds), Presses Universitaires, Bordeaux, 497-508.
- Aubagne M., Lefavrais-Raymond A., L'Homer A., Michard A.G., 1979. Analyse de la sédimentation liasique carbonatée du Bassin Caussenard. Symposium "Sédimentation jurassique W européen", ASF, Publ. Spéciale 1, p. 235-245.
- Barbarand J., Lucazeau F., Pagel M., Séranne M., 2001. Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 335, 3-4, p. 275-290.
- Bardossy G., Combes P.-J., 1999. Karst bauxites: interfingering of deposition and palaeoweathering. *in* : Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits, *Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment.*, 27, p. 189-206.
- Bardossy G., Kordod, L., 1989. Paleokarst of Hungary. *in*: Bosak, P., Ford, D.C., Glazek, J., Horacek, I., (eds), Paleokarst. A systematic and regional review, 137-153.
- Battiau-Queney Y., 1993. A tentative classification of paleoweathering formations based on geomorphological criteria. *Geomorphology*, 16, p. 87-102.
- Beaudrimon A.F., Dubois P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-Alpin: le sud-est de la France. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 1, p. 261-308.
- Berner, R.A., 1994. GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 294, 56-91.
- Bétard F., 2010. Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. *C. R. Geoscience* 342, p. 215–222.
- Boles J.R., 1982. Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *Amer. Jour. Sci.*, 282, p. 165-180.
- Boles J.R., Coombs D.S., 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *American Journal of Sciences*, 277, p. 982-1012.
- Bonhomme, M.G., Yerle, J.J., Thiry, M., 1980. Datation K-Ar de fractions fines associées aux minéralisations. Le cas du bassin uranifère permo-houiller de Brousse-Broquiès (Aveyron). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 291 (2), p. 121-124.
- Bonhomme M.G., Bühmann D., Besnus Y., 1983. Reliability of K-Ar dating of clays and silicifications associated with vein mineralizations in Western Europe. *Geol. Rundschau.*, 72, p. 105-117.
- Bonhomme M.G., Millot G., 1987. Diagenèse généralisée du Jurassique moyen (170-160 Ma) dans le bassin du Rhône inférieur jusqu'à la bordure des Cévennes (France). Datation K-Ar d'argiles du Trias et du Lias inférieur. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 304, série II, p. 431-434.
- Boulanger M.C., 1844. Statistique géologique et minéralurgique du département de l'Allier. Imp. P.A. Desrosiers, Moulins, 482 p.
- Boule M., 1893. Compte rendu de l'excursion du 15 septembre 1893 à Ronzon, Espaly, Ceyszac et Vals. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 21, p. 504-515.
- Bourquin S., Bercovici A., López-Gómez J., Diez J.B., Broutin J., Ronchi A., Durand M., Arché A., Linol B., Amour F., 2011. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299, p. 265–280.
- Brewer R., Bettenay E., Churchward H.M., 1972. Some aspects of the genesis of the red and brown hardpan soils of Western Australia. *Tech. Paper CSIRO, Austr., Division of soils*, n°13, p. 1-13.
- Brinkman R., 1970. Ferrololysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3, p. 199-206.

- Brockamp O., Clauer N., 2005. A km-scale illite alteration zone in sedimentary wall rocks adjacent to a hydrothermal fluorite vein deposit. *Clay Minerals*, 40/2, p. 245-260.
- Brockamp, O., Zuther, M., & Clauer, N., 1994. K-Ar dating of episodic Mesozoic fluid migrations along the fault system of Gernsbach between the Moldanubian and Saxothuringian (Northern Black Forest, Germany). *Geologische Rundschau*, 83(1), p. 180-185.
- Brockamp, O., Clauer, N., Zuther, M., 2003. Authigenic sericite record of a fossil geothermal system: the Offenburg trough, central Black Forest, Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 92(6), p. 843-851.
- Brockamp, O., Schlegel, A., Clauer, N., 2011. Mesozoic hydrothermal impact on Rotliegende and Bunter immature sandstones of the High Rhine trough and its adjacent eastern area (southern Black Forest, Germany). *Sedimentary Geology*, 234(1), p. 76-88.
- Bruxelles L., Ambert P., Guendon J.-L., Tronchetti G., 1999. Les affleurements du Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 329/10, p. 705-712.
- Bruxelles L., Simon-Coinçon R., 2003. Nouvelles données sur la transgression crétacée dans les Grands Causses et en Aquitaine orientale. in : Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale, Réunion Spéc. Soc. géol. France, livre des résumés, 3 p.
- Caballero J.M., Gonza'lez Casado J.M., Casquet C., Galindo C., Torno's F., 1996. Episienitas de la Sierra de Guadarrama: un proceso hidrotermal regional de edad Permico Inferior ligado al inicio de la extension alpina. *Cuad Geol Iber*, 20, p. 183-201.
- Cathelineau M., 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: Quartz dissolution and related sub-solidus changes. *J Petrol*, 27, p. 945-965
- Cathelineau M., Boiron M.C., Fourcade S., Ruffet G., Clauer N., Belcourt O., Coulibaly Y., Banks D.A., Guillocheau F., 2012. A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology*, 322, p. 99-120.
- Clauer N., Zwingmann H., Chaudhuri S., 1996. Isotopic (K-Ar and Oxygen) constraints on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in Western Europe. *Clay Minerals*, 31, p. 301-318.
- Clauer N., Liewig N., Ledesert B., Zwingmann H., 2008. Thermal history of Triassic sandstones from the Vosges Mountain-Rhine Graben rifting area, NE France, based on K-Ar illite dating. *Clay Minerals*, 43/3, p. 363-379.
- Clément J.Y., 1986. Minéralogie, pétrologie et géochimie du Permien de Lodève (Hérault, France). Diagenèse précoce, altération feldspathisante et mise en place des minéralisations uranifères. *Mémoires des Sciences de la Terre*, 2. Paris. École des Mines de Paris (CGGM), 137 pp.
- Colin J.P., Abderazzak el Albani, Fursich F.T., Martin-Closas C., Mazin J.M., Billon-Bruyat J.P., 2004. Le gisement « Purbeckien » de vertébrés de Cherves-de-Cognac, Charente (SW France) : nouvelles données biostratigraphiques. *Comptes Rendus Paléovol*, 3, p. 9-16.
- Combes P.J., 1969. Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse universitaire, mémoire CERHG, 3-4, 375p.
- Coombs D.S., 1954, The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. *Trans R Soc NZ*, 82, p. 65-109.
- Curnelle R. et Dubois P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 4, p. 529-546.
- De Lurio J.L., Frakes L.A., 1999. Glendonites as a paleoenvironmental tool: implications for early Cretaceous high latitude climates in Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63/7-8, p. 1039-1048.
- Debrand-Passard S., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris: volume 2, Atlas. BRGM, Orléans, Mémoires, 102,
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M. J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, BRGM, Orléans, Mémoires, 125.
- Defive E., Courieux G., Ledru P., Poiraud A., Prognon C., 2013, Carte géologique de la France au 1/50 000e (816), Le Monastier-sur-Gazeille. BRGM, Orléans.
- Dercourt, J., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironment Maps. Gauthier-Villars, Paris : 307 p
- Ducreux J.L., Billaud Y., Truc G., 1988, Traces fossiles d'insectes dans les paléosols rouges de l'Eocène supérieur du nord-est du Massif central français : *Celliforma arvernensis* ichnosp. nov. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 1, p. 167-175.
- Dupuis C., 1992. Mesozoic kaolinized giant regoliths and Neogene halloystic cryptokarsts: two striking paleoweathering types in Belgium. in : Schmitt J.M., Gall Q., (eds), *Mineralogical and*

- geochemical records of paleoweathering, IGCP 317, E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, 18, p. 61-68.
- Dupuis C., Charlet J.-M., Dejonghe, Thorez J., 1996. Reconnaissance par carottage des paléooltérations kaolinisées mésozoïques de la Haute Ardenne (Belgique). Le sondage de Transinne (194E-495): premiers résultats. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 2, p. 91-109.
- Edel J.-B., Schulmann K., Rotstein Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), p. 305-326.
- Ekart, D.D., Cerling, T.E., Montanez, I.P., Tabor, N.J., 1999. A 400 million year carbon isotope record of pedogenetic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal of Science*, 299, p. 805-827.
- Erhart H., 1956. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie, Paris, 90 p.
- Eschenbrenner V., 1988. Les glébules des sols de Côte d'Ivoire : nature et origine en milieu ferrallitique, modalités de leur concentration, rôle des termites. Thèse d'Etat, Université Dijon, vol. 1, 498 p., vol. 2, 282 p.
- Ferrandini J., Amrhar M., Bonhomme M. G., Cornée J.J., Vivier G., 1991. Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K/Ar). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2*, 312(11), p. 1351-1357.
- Francis J.E., Poole I., 2002. Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica: evidence from fossil wood. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, p. 47-64.
- Fogliérini F., Samama J.C., Rey M., 1980. Le gisement stratiforme de Largentière (Ardèche). Pb (Ag, Zn, Sb). in: *Les gisements français de pb, Zn, W, Sn, Au, As, barytine, fluorine, talc*. Mém. BRGM, 112, fascicule E4, 55 p. Publications du 26e Congrès Géologique International, Paris 7-17 Juillet 1980.
- Franke C., Thiry M., Gomez-Gras D., Jelenska M., Kadzialko-Hofmohl M., Lacroix F., Parcerisa D., Spassov S., Szuszkiewicz A., Turniak K., 2010. Paleomagnetic age constrains and magneto-mineralogic implications for the Triassic paleosurface in Europe. *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010, 7858, EGU General Assembly 2010, 2 p.
- Gand G., Demathieu G., Montenat C., Durand M., Lopez M., Vianey-Liaud M., ... & Picaud J., 2007. Les traces de pas d'Amphibiens, de Dinosaures et autres Reptiles du Mésozoïque français: Inventaire et interprétations. *Palaeovertebrata*, 35(1-4), p. 1-149.
- Genise J.F., Bown T.M., 1994. New trace fossils of termites (Insecta: Isoptera) from the late Eocene–Early Miocene of Egypt, and the reconstruction of the ancient isopteran social behavior. *Ichnos*, 3, p. 155-183.
- Gilg H.A., 2000. D-H evidence for the timing of kaolinization in Northeast Bavaria, Germany. *Chemical Geology*, 170, p. 5-18.
- Giraud J., 1902. Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). *Bulletin de Service de la Carte Géologique de France*, 13(87), p. 1-410.
- Godard A., 1980. Géographie des ensembles cristallins. *Recherches géographiques en France*, 10, p. 67-73
- Golonka J., 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4), p. 297-307
- 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. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (1), p. 41-50.
- Guilcher A., 1949. La surface posthercynienne dans l'Europe occidentale. *Ann. de Géog.*, 58 ème Année, 310, p. 97-112.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. in: *Sea level changes. An integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42, p. 71-108.
- Hasiotis S.T., 2003. Complex ichnofossils of solitary and social soil organisms: understanding their evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 192, p. 259-320.
- Huon S., Cornée J.J., Piqué A., Rais N., Clauer N., Liewig N., Zayane R., 1993. Mise en évidence au Maroc d'évènements thermiques d'âge triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, 164, p. 165-176.
- Jung J., 1946. Géologie de l'Auvergne et de ses confins Bourbonnais et Limousins. *Mém. Serv. Expl. Carte Géol. détail. Fr.*, 372 p.

- Land L. S., Milliken K. L., 1981. Feldspar diagenesis in the Frio Formation, Brazoria County, Texas Gulf Coast. *Geology*, 9(7), p. 314-318.
- Larqué P., 1981. Mise au point sur les paléaltérations rubéfiées à kaolinites des bassins de l'Est du Massif central. Existence de deux périodes d'altération rubéfiante dans le Paléogène du Velay. *Sci. Géol. Bull.*, 34(4), p. 183-191.
- Larqué P., Weber F., 1978. Séquences sédimentaires et lithostratigraphie de la série paléogène du Velay. *Sci. Géol. Bull.*, 31(4), p 151-155.
- Larqué P., 1980, Deux paléosols à pédogenèses différentes de la série paleogène du Velay. *Sci. Géol. Bull.*, 31 (3), p.81-92
- Laville P., 1981. La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. *Chronique de la Recherche Minière*, 461, p. 51-68.
- Lenoir F., 2008. Datation par paléomagnétisme d'un grès rouge sidérolithique (bassin du Puy en Velay). Rapport de stage M1, Uni. Lyon, 6 p.
- Lenoir F., Ricordel-Prognon C., Lacroix F., Cortial C., Thiry M., 2010. Datation par paléomagnétisme des paléosols sidérolithiques du Sud du Massif Central (Bassin du Puy en Velay) : implications stratigraphiques et géodynamiques. 23ème Réunion des Sciences de la Terre, Bordeaux, 25-29 oct.
- Lidmar-Bergström K., Olsson S., Olovmo M., 1997. Palaeosurfaces and associated saprolites in southern Sweden. In: M. Widdow (ed.), *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and paleoenvironmental Interpretation*. Geological Society of London Special Publication, 120, p. 95-124.
- Le Lœuff J., Lockley M., Meyer C., Petit J.P., 1999. Discovery of a thyreophoran trackway in the Hettangian of central France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA-Earth and Planetary Science*, 328(3), p. 215-219.
- Lougnon J., Duthou J. L., Lasserre M., 1974. Les gisements plombo-zincifères du seuil du Poitou et de sa bordure limousine. *Bull. BRGM*, 2 (5), p. 453– 476.
- Marcoux E., Pélisson P., Baubron J. C., Lhégu J., Touray J.C., 1990. Âges des formations filoniennes à fluorine-barytine-quartz du district de Paulhaguet (Haute-Loire, Massif Central Français). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Série 2*, 311(7), p. 829-835.
- Margoum D., Bouabdellah M., Klügel A., Banks D.A., Castorina F., Cuney M., Jébrak M., Bozkaya G., 2015. Pangean rifting and onward pre-Central Atlantic opening as the main ore-forming processes for the genesis of the Aouli REE-rich fluorite-barite vein system, Upper Moulouya District, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, Available online 7 April 2015
- Martin L.D., 1995, The recognition and use of dermestid (Insecta, Coleoptera) pupation chambers in paleoecology. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 113, p. 303-310.
- McArthur J.M., Turner J.V., Lyons W.B., Osborn A.O., Thirlwall M.F., 1991, Hydrochemistry on the Yilgarn Block, Western Australia: ferrolysis and mineralisation in acidic brains. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 55, p. 1273-1288.
- Mees F., Stoops G., 1999. Palaeoweathering of Lower Palaeozoic rock of the Brabant Massif, Belgium : a mineralogical and petrological analysis. *Geological Journal*, 34, p. 349-367.
- Mendez Santizo J., Gauthier-Lafaye F., Liewig N., Clauer N., Weber F., 1991. Existence d'un hydrothermalisme tardif dans le bassin de Lodève (Hérault). Arguments paléothermométriques et géochronologiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 312, p. 739-745.
- Mertz D. F., Karpenko M.I., Ivanenko V.V., Lippolt H.J., 1991. Evidence for Jurassic tectonism in the Schwarzwald basement (SW Germany) by laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of authigenic K-feldspar. *Naturwissenschaften*, 78(9), p. 411-413.
- Meyer M., Brockamp O., Clauer N., Renk A., Zuther M., 2000. Further evidence for a Jurassic mineralizing event in central Europe: K–Ar dating of hydrothermal alteration and fluid inclusion systematics in wall rocks of the Käfersteige fluorite vein deposit in the northern Black Forest, Germany. *Mineralium Deposita*, 35(8), p. 754-761.
- Migon P., Lidmar-Bergström K., 2001. Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 56, p. 285-324.
- Mojon P.-O., 2005. II. Paléokarst, crocodiles nains et micropaléontologie du Valanginien d'Arzier (Jura Suisse). *Recherches sur la Pangée mésozoïque*, P.O. Mojon (ed.), Dijit Presse, Lausanne, p. 48-69
- Mojon P.-O., Strasser A., 1987. Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidentale). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80, p. 37-58.
- Parcerisa D., Thiry M., Schmitt J.-M., 2010, Albitization related to the Triassic unconformity in igneous rocks of the Morvan Massif (France), *International Journal of Earth Sciences*, 99(3), p. 527-544.

- Passalia M.G., 2009, Cretaceous pCO₂ estimation from stomatal frequency analysis of gymnosperm leaves of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273/1-2, p. 17-24
- Petersson J., Eliasson T., 1997. Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden. *Lithos*, 42, p.123-146.
- Peyaud J.-B., Barbarand J., Carter A., Pagel M., 2005, Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal of Earth Sciences*, 94/3, p. 462-474. DOI: 10.1007/s00531-005-0486-z
- Peyronnet Ph. (de), Roch E., 1974. Argilites et bauxites de Provence. *Revue Géographie Physique et géologie Dynamique*, (2), 16/3, p. 313-326.
- Price G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth Science Reviews*, 48, p. 183-210.
- Quesnel F., Prost A.E., Lablanche G., Thiry M., Simon-Coinçon R., Théveniaut H., avec la collaboration de : Guerrot C., Thiéblemont D., Jezequel P., Chèvremont P., Rossi P., Maget P., Cribellier M., Lausanne S., Bonnemaïson M., Bourdillon C., Farjanel G., Fauconnier D., 2006, Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Châteaumeillant, n°595, BRGM, Orléans.
- Quesnel F., Prost A. E., Lablanche G., Thiry M., Simon Coinçon R., Théveniaut H., Maget P., Barbarand J., Cribellier C.. 2009. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaumeillant (595). Orléans, BRGM, 139p. Carte géologique par Quesnel F., Prost A. E., Lablanche G., Thiry M., Simon Coinçon R.
- Ramseyer K., Boles J.R., Lichtner P.C., 1992. Mechanism of plagioclase albitization. *J. Sediment. Petrology*, 62, p. 349-356.
- Ratley R.P., Hayward A.B., 1993. Sequence stratigraphy of a failed rift system: the Middle Jurassic to Early Cretaceous basin evolution of the Central and Northern North Sea. *in Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, vol. 4, p. 215-249.
- Rayot V. 1994. Altérations du centre de l'Australie : rôle des solutions salines dans la genèse des silcrètes et des profils blanchis. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Mémoire des Sciences de la Terre, 22, 142 p.
- Ricordel C., 2007 thèse Datations par paléomagnétisme des paléaltérations du Massif Central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse Ecole des Mines de Paris, 172 p.
- Ricordel C., Parcerisa D., Thiry M., Moreau M.-G., Gómez-Gras D., 2007. Triassic magnetic overprints related to albitization in granites from the Morvan massif (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251(2), p. 268-282.
- Ricordel-Prognon C., Lagroix F., Moreau M.-G., Thiry M., 2010 Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: Paleomagnetic datings. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, B10104, 19 p.
- Robinson, S.A., Andrews, J.E., Hesselbo, S.P., Radley, J.D., Dennis, P.F., Harding, I.C., Allen, P., 2002. Atmospheric pCO₂ (sub 2) and depositional environment from stable-isotope geochemistry of calcrite nodules (Barremian, Lower Cretaceous, Wealden Beds, England). *Journal of the Geological Society of London*, 159, p. 215-224.
- Roch E., 1972. Les roches des Cévennes dans leurs rapports avec la bauxite du Bas-Languedoc et celle des Alpilles. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. II, p. 59-60.
- Rocha F., Gomez C., 1992. Clay mineralogy and geochemistry used for the definition of paleoweatherings and paleosurfaces in the Infra-Cretaceous of the Aveiro basin. *Cuarta Reunion Argentin de Sedimentologia*, 1, p. 281-298.
- Saigal G., Morad S., Bjorlykke K, Egeberg P.K., Aagaard P., 1988. Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. Textures and origin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, p. 1003-1013.
- Schmitt J.M., 1986, Albitisation triasique, hydrothermalisme jurassique et altération supergène récente : métallogénie des gisements uranifères du Rouergue. Thèse Doc. ès Sciences., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 240 p.
- Schmitt J.M., 1992. Triassic albitization in southern France: an unusual mineralogical record from a major continental paleosurface. In: Schmitt, J.-M., and Gall, Q., (Eds), *Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mémoires des Sciences de la Terre. ENSMP*, p. 115-131.
- Schmitt J.M., 1994. Geochemical modeling and origin of the Triassic albitized regolith in Southern France. 14th International Sedimentology Congress, Aug. 20-28, Recife, Brazil, Abstracts S8, p. 19-21.

- Schmitt J.M., 1999. Weathering, rainwater and atmosphere chemistry: example and modelling of granite weathering in present conditions, in a CO₂-rich, and in an anoxic palaeoatmosphere. *in*: Thiry M. & Simon-Coinçon R., (eds), Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits (, Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment., 27, p. 21-41.
- Schmitt J.M., Clément J.Y., 1989. Triassic regolithization: a major stage of pre-enrichment in the formation of unconformity related deposits in Southern France. *In*: Metallogenesis of uranium deposits, . IAEA Technical Committee Meeting 542/8, Vienna, p 93-113.
- Schmitt J.M., Simon-Coinçon R., 1985. La paléosurface infraliasique en Rouergue ; dépôts sédimentaires et altérations associés, *Géol. de la France*, 2, 125-135.
- Schmitt, J.M., Baudron, J.C., Bonhomme, M.G., 1984. Pétrographie et datations K-Ar des transformations minérales affectant le gîte uranifère de Bertholène (Aveyron-France). *Mineralium Deposita*, 19, p. 123-131.
- Séranne M., Camus H., Lucazeau F., Barbarand J., Quinif Y., 2002. Surrection polyphasée de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. géol. France*, 173/2, p. 97-112.
- Simon-Coinçon R., 1989. Le rôle des paléaltérations et des paléoforces dans les socles: l'exemple du Rouergue (Massif Central français). *E.N.S.M.P., Mém. Sc. de la Terre*, 9, 290 p.
- Simon-Coinçon R., Thiry M., Quesnel F., 2000. Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 330/10, p. 693-700.
- Simon-Coinçon R., Thiry M., Schmitt J.M., 1997. Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the south-western French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, p. 51-79.
- Soulé de Lafont D., Lhégu J., 1980. Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan (sud-est du bassin de Paris, France). *in*: Les gisements français de pb, Zn, W, Sn, Au, As, barytine, fluorine, talc. *Mém. BRGM*, 112, fascicule E2, 39 p. Publications du 26e Congrès Géologique International, Paris 7-17 Juillet 1980.
- Strasser A., 1988. Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Moutains). *Sedimentology*, 35, p. 369-383.
- Tapsoba, 1967. Les sols ferrugineux du Lembron. Thèse 3^e cycle, Fac. Sciences, Univ. Clermont Ferrand, 130 p. + carte hors-texte.
- Théveniaut H., Quesnel F., Wyns R., 2007. Paleomagnetic dating of the "Borne de Fer" ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253(3-4), p. 271-279.
- Thiry M., 1999. Diversity of continental silicification features: Examples from the Cenozoic 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., 2000. Palaeoclimatic interprétation of clay minerals in marine deposits : an outlook from the continental origin. *Earth Science Reviews*, 49/1-4, p. 201-221.
- Thiry M., Liron M.N., Dubreucq P., Polton J.-C., 2017. Curiosités géologiques du massif de Fontainebleau. *Guide géologique*, BRGM Editions., 115 p.
- Thiry M., Parcerisa D., Ricordel-Progon C., Schmitt J.-M., 2009. Sodium storage in deep paleoweathering profiles beneath the Paleozoic-Triassic unconformity. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-4103, poster EGU General Assembly 2009, Vienna 19-24 April 2009.
- Thiry M., Franke C., Vercruyse C., Kissel C., Edel J.-B., Bruhlet J., 2011. Datation des paléaltérations du massif cristallin des Vosges : implications pour l'évolution géodynamique du massif. 13^{ème} Congrès français de Sédimentologie, Dijon, Publ. ASF, Paris, 68, p. 318.
- Thiry M., Milnes A.R., Rayot V., Simon-Coinçon R., 2006. Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of Inland Australia. *Journal of the Geological Society*, 163, p. 723-736.
- Thiry M., Ricordel C., Simon-Coinçon R., Moreau M.-G., 2006. L'évolution géodynamique de la bordure sud du bassin de Paris : apport de la datation des altérites du Massif central. *Rapport technique No R060917MTHI*, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 149 p.
- Thiry M., Schmitt J.M., Trauth N., Cojean R., Turland M., 1983. Formations rouges "sidérolithiques" et silicifications sur la bordure Nord du Massif central.- *Revue géog. phys. et géol. dyn.*, 24, p. 381-395.

- Thiry M., Simon-Coinçon R., Quesnel F., Wyns R., 2005. Altération bauxitique associée aux argiles à chailles sur la bordure sud-est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol Fr.*, 176/2, p. 199-214.
- Thiry M., Milnes A.R., Rayot V., Simon-Coinçon R., 2006a. Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of Inland Australia. *Journal of the Geological Society*, 163, p. 723-736.
- Thiry M., Simon-Coinçon R., Ricordel C., Parcerisa D., Bruxelles L., 2006b. Paléosurfaces et paléoreliefs mésozoïques et cénozoïques du Massif Central : décryptage d'un transect Nord-Sud. Rapport technique No R060529MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 102 p.
- Thiry M., Quesnel F., Yans J., Wyns R., Vergari A., Théveniaut H., Simon-Coinçon R., Ricordel C., Moreau M.-G., Giot D., Dupuis C., Bruxelles L., Barbarand J., Baele J.-M., 2006c. Continental France and Belgium during the Early Cretaceous : paleoweatherings and paleolandforms. *Bull. Soc. géol Fr.*, 177/3, p. 155-175.
- Thiry M., Turland M. 1985. Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolitique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat).- *Géol. de la France*, 2, p. 175-192.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J., McCausland, P.J.A., Cocks, L. R. M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3), p. 325-368.
- Turland M., Cojean R., Bruhlet J., Morice E., Grolier J., Lacour A., 1989. Carte géol. France (1/50 000), feuille Hérisson (596). BRGM, Orléans.
- Vercruysse C. (2011). Mise en évidence et datation de la paléosurface crétacée dans le massif des Vosges. Rapport d'option No O110620CVER, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 75 p.
- Vignaud, P., De Broin, F., Brunet, M., Cariou, E., Hantzpergue, P., Lange-Badre, B., 1994. Les faunes de vertébrés Jurassiques de la bordure Nord-Orientale du Bassin d'Aquitaine (France): Biochronologie et environnements. *Geobios*, 27, p. 493-503.
- Wernicke, R.S., Lippolt, H.J. 1997. (U+ Th)-He evidence of Jurassic continuous hydrothermal activity in the Schwarzwald basement, Germany. *Chemical Geology*, 138, p. 273-285.
- Widdowson M., 1997. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces. *in*: Widdowson M. (ed.), *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. *Geol. Soc. Special Publ.*, 120, p. 1-12.
- Wielemaker W.G. 1984. Soil formation by termites a study in the Kisii area, Kenya. Doctoral thesis, Department of soil Sciences and Geology, Agricultural University, Wageningen, (XII), 132 p.
- Yans J., 2003. Chronologie des sédiments kaoliniques faciès wealdiens (Barrémien moyen Albien supérieur ; Bassin de Mons) et de la saprolite polyphasée (Crétacé inférieur et Miocène inférieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications géodynamiques et paléoclimatiques. Thèse de doctorat inédite, Faculté Polytechnique de Mons & Université de Paris-Sud Orsay, 316 p.
- Yao, K.F.E. 2013. Albitization and oxidation of the granitoid rocks related to the Triassic paleosurface in the Sudetes (SW Poland). Thesis Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris in Paris (France) and Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy in Warsaw (Poland), 164 p.
- Yerle J.J., Thiry M. 1979. Albitisations et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permo-houillers du bassin de Brousse-Broquiés (Aveyron, France). *Bulletin du BRGM (Section II)*, 4, p 275-290.