

Le bassin permien de Saint-Dié - Villé (Lorraine - Alsace) et sa couverture gréseuse triasique

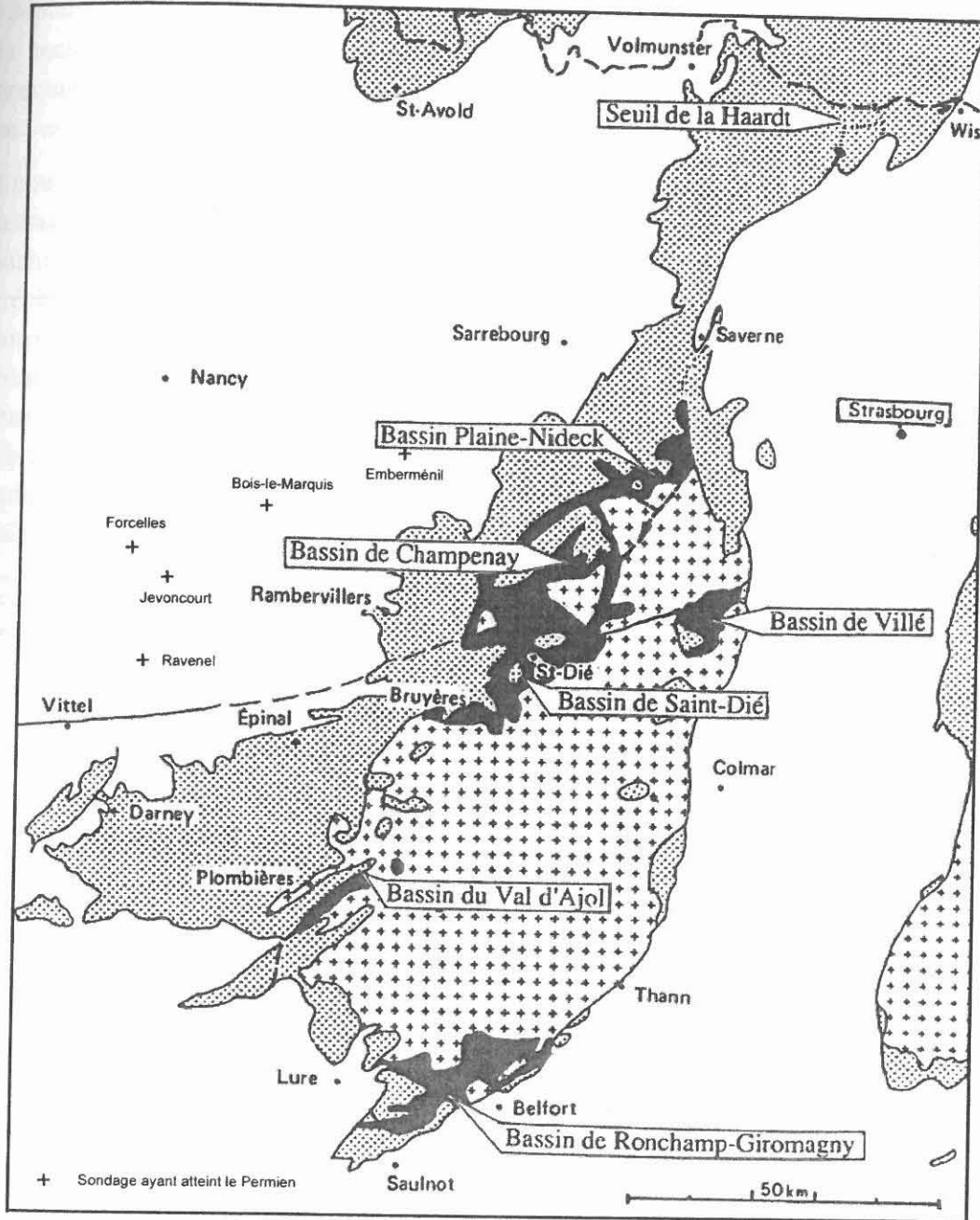
Livret guide
des
Journées d'automne
dans
l'Est du Bassin parisien
les
4 et 5 octobre 2014



Organisation :
Marc Durand
Micheline Hanzo

Micheline

INTRODUCTION

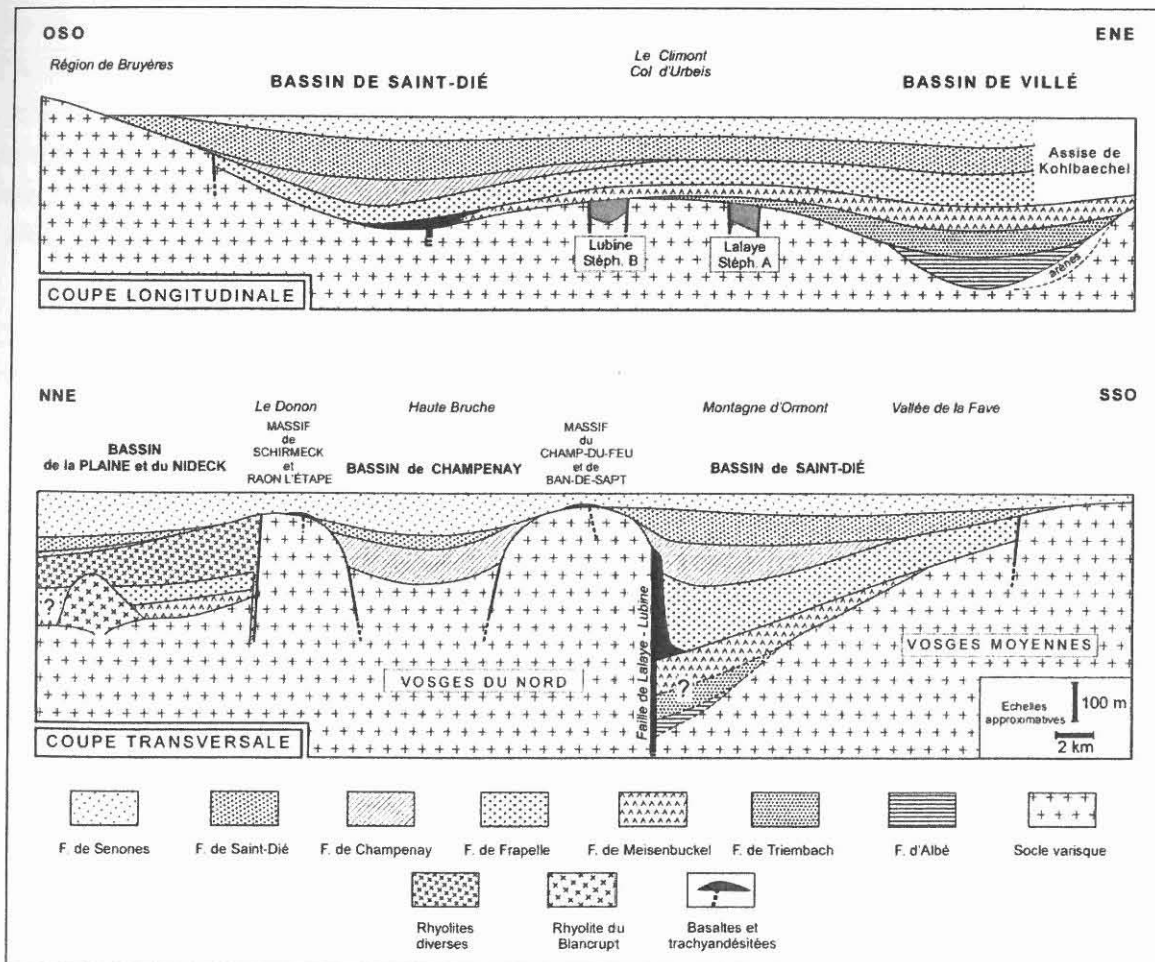


Localisation des bassins permien du Massif vosgien

Stratigraphie du Permien des Vosges septentrionales

Les "bassins" permien de Saint-Dié et de Villé ne représentent en fait que deux tronçons d'un même sillon, le long duquel la zone de sédimentation maximale (dépoctrice) s'est déplacée au cours du temps; leur séparation résulte essentiellement de l'action conjuguée de la tectonique cénozoïque et de l'érosion récente. Le "bassin" de Baden-Baden en représentait la prolongation dans le nord de la Forêt Noire, avant un décrochement d'environ 25 km vers le nord lié à l'ouverture du fossé rhénan.

C'est pour ce sillon, où la série apparaît la plus complète, qu'a pu être proposée une échelle "lithostratigraphique" distinguant sept phases de remplissage (Benecke & van Werveke, 1890; Laubacher & von Eller, 1966; Hollinger, 1970). Confirmée par les travaux sédimentologiques plus récents (Carasco, 1987, pour Villé ; Ngos III, 1987, pour Saint-Dié), elle permet aussi des corrélations relativement aisées avec les bassins voisins. Bien que certaines des unités la constituant soient de véritables "formations", de lithologie géographiquement homogène, d'autres (comme celle de Champenay en particulier) seraient mieux qualifiées de "alloformations" (NACSN, 1983), unités de même importance mais limitées par des discontinuités. L'usage de ce dernier terme n'étant pas retenu par la plupart des stratigraphes français (Rey, 1997), et par souci de simplification, seul le premier sera utilisé ici.



Coupes schématiques synthétiques des bassins permien des Vosges septentrionales

La base du Buntsandstein moyen est ramenée à l'horizontale et les effets de la tectonique cénozoïque ont été effacés.

La Formation d'Albé

D'abord désignée comme *Erlenbach Schichten* (Benecke & van Werveke, 1890), de l'ancien nom du village d'Albé, elle n'est connue que dans le bassin de Villé. Elle y repose tantôt directement sur le socle ancien (Schistes de Villé, arrêt n° 13), tantôt sur des arènes granitiques attribuées au Stéphalien (Arrêt n° 11), ou encore, par l'intermédiaire d'un conglomérat polygénique d'âge incertain, sur un épais Stéphalien A (400m), basculé. Elle est caractérisée par l'abondance des faciès silto-argileux gris à noirs et montre une évolution séquentielle globalement "positive". En effet, alors que la partie inférieure (0 à 60 m) est presque exclusivement composée de dépôts détritiques, d'abord purement fluviatiles puis fluvio-palustres (à minces veines de houille exploitées au début du XIX^e siècle), la partie supérieure (0 à près de 100 m) montre une alternance de *shales* riches en matière organique et de calcaires lacustres, qui ont pu être étudiés en détail (Carasco, 1987, 1989) grâce à une campagne de forages carottés de la COGEMA. La fin du comblement est marquée par l'extension généralisée des paléosols, plus ou moins dolomitiques, apparus très tôt vers l'est.

D'après Daubrée (1852), il n'existerait qu'une seule couche de houille, à structure feuilletée, atteignant au maximum 60 cm d'épaisseur. Elle est située une douzaine de mètres en dessous des principaux bancs calcaires, exploités pour chaux hydraulique

Longtemps attribuée au Stéphalien ("Terrain houiller" de Dufrénoy et Élie de Beaumont, 1841, puis Daubrée, 1852), la macroflore relativement riche de la Formation d'Albé a été reconnue comme autunienne par Renouard (1936), puis par Doubinger (1965) par l'association de *Taeniopteris multinervis*, *Odontopteris lingulata* et *Walchia hypnoides*. En démontrant que le gisement à *Callipteris conferta* Strg. de la Fontaine du Diable (Arrêt n° 13) était localisé dans cette formation et non dans celle de Triembach, Laubacher et von Eller (1966) ont confirmé cette attribution.

L'étude palynologique n'a livré qu'un petit nombre de spores appartenant aux genres: *Calamospora*, *Laevigatosporites*, *Spinoporites*, *Verrucososporites*, *Florinites*, *Wilsonites*, *Pityosporites* et *Aumancisporites* (Doubinger, 1965).

La Formation de Triembach

Quelques minces niveaux de tufs volcaniques et de cinérites, suivis d'un conglomérat à galets de rhyolite et de quartzites d'origine locale, marquent la réactivation du bassin. La Formation de Triembach, qui peut atteindre une puissance de 70 m, déborde largement les limites de la précédente, principalement vers l'ouest, en direction du "bassin" de Saint-Dié (région du Climont - Col d'Urbeis)).

Elle est principalement constituée d'arkoses grises, plus ou moins grossières et riches en bois silicifiés, déposées par des chenaux fluviatiles. Celles-ci passent progressivement, vers le haut, à des dépôts silteux de plaine d'inondation, aux teintes souvent violacées, particulièrement développés sur la bordure est du bassin. La macroflore (à *Callipteris*) est typiquement permienne (Renouard, 1936 ; Doubinger, 1965), alors que la palynoflore (Doubinger, 1965) est encore essentiellement représentée – comme celle de la Formation d'Albé dont elle ne diffère que par la présence de *Lycospora gigantea* et *Latensina sp.* – par

des taxons hygrophiles (Châteauneuf *in* Châteauneuf et Farjanel, 1989, p.157). Il s'agit là des éléments de datation biochronologique les plus récents connus, jusqu'à présent dans tout le Permien des Vosges.

La Formation de Meisenbuckel

Les dépôts sédimentaires de cette unité, dont la puissance peut dépasser 70 m, se distinguent nettement par leur richesse en tufs pyroclastiques acides. Ils sont connus non seulement dans le Val de Villé, mais aussi sur toute la bordure méridionale du bassin jusqu'au sud de Saint-Dié, ainsi que dans le bassin de la Plaine et du Nideck, ou ils représentent la base de la couverture post-varisque. L'abondance des quartz globuleux à bipyramidés est caractéristique, tout comme celle des fragments vitreux écrasés, entièrement altérés en un produit phylliteux – interstratifié illite-smectite (Heim, 1971) – connu en Sarre- Nahe sous le nom de "hygrophyllite" (Arrêt n° 13c). Les faciès épicalastiques (arkoses conglomératiques, siltites) sont toujours subordonnés.

Il faut également rapporter à la Formation de Meisenbuckel, de **petits édifices volcaniques** dispersés sur l'ensemble de la région, souvent en limite des aires de sédimentation (Brafosse, La Petite Fosse, Remémont, Nompatelize), voire sur les massifs bordiers eux-mêmes (Haut de Servaumont, Senones). En général, l'activité a commencé par des éruptions rhyolitiques hypercacidiques, à dominante explosive, et s'est poursuivie par de petites coulées d'abord trachy-andésitiques, puis basaltiques (Arrêt n°8). Certains de ces édifices sont restés très longtemps en relief au cours du Permien; celui du Haut de Servaumont est même encore actuellement le point culminant (823 m) du massif de Ban-de-Sapt.

La Formation de Frapelle

D'après les seules données d'affleurement, sa puissance ne semblerait guère dépasser 80 mètres dans le bassin de Saint-Dié proprement dit. Cette formation, légèrement discordante sur la précédente, est essentiellement représentée par des arkoses grossières, qui peuvent passer de manière progressive, tant horizontalement que verticalement, à des siltites micacées. Leurs teintes, souvent encore grisâtres près de la base, passent systématiquement au brun-rouge vers la partie moyenne; l'état de conservation des biotites, relativement abondantes, suggère une origine diagénétique pour cette rubéfaction.

La paléogéographie correspondante peut être reconstituée de manière relativement précise; elle montre une nette dissymétrie entre la marge sud et la marge nord du bassin.

La bordure méridionale, en pente relativement douce, est caractérisée par l'étalement de grands cônes torrentiels (*alluvial fans*), dont le bassin versant devait s'étendre largement sur les Vosges moyennes (galets de migmatites et de granites). Au sud-est de Villé, le massif du Haut-Koenigsbourg, couronné par les grès du Trias inférieur (Arrêt n°9), représente la tête d'un tel cône; mais le plus important est sans conteste celui qui, bien mis en relief par l'érosion différentielle, peut être suivi radialement sur près de 15 km depuis le Col du Plafond (à l'est de Corcieux) jusqu'aux abords de Saint-Dié. Le lithofaciès dominant est constitué

d'arkoses et brèches polygéniques bien stratifiées (Arrêts n° 2 et 3) déposées par des écoulements en nappe (*sheet floods*) ; çà et là s'y intercalent des corps lenticulaires larges de quelques mètres, à litage oblique fruste, correspondant à des écoulements chenalés (*stream flows*) plus ou moins sinueux.

La bordure septentrionale, en revanche, présente les caractères d'un escarpement de faille, au pied duquel ont pu s'accumuler des matériaux particulièrement grossiers, sous forme de talus d'éboulis très localisés, comme en dessous du col d'Hermanpaire.

L'axe du bassin, très proche de ces talus, est marqué par une étroite bande de dépôts grés-conglomératiques à cachet franchement fluvial, bordée par des dépôts fins de plaine d'inondation. Le drainage longitudinal s'effectuait d'est en ouest, comme en témoigne l'abondance des galets ne pouvant provenir que du secteur de Villé et du Climont (quartzo-phyllades microplissées en chevrons, etc) jusqu'à Bréhimont au nord-ouest de Saint-Dié. Au-delà devait exister une communication vers le nord avec le bassin de la Plaine, où se retrouvent les mêmes arkoses, alors qu'aucun massif granitique ne peut être mis en évidence à proximité.



Schistes de Villé en chevrons
Saint-Martin près Villé

Formation de Champenay

La répartition des aires de dépôt de cette formation est contrôlée par la dernière phase de structuration majeure, qui se manifeste, entre autre, par l'initiation du bassin de Champenay entre les deux sillons préexistants : de Saint-Dié - Villé et de la Plaine - Nideck.

Dans le bassin de Saint-Dié proprement dit, l'unité est presque exclusivement constituée de faciès fins silteux, stratifiés, qui évoquent un environnement de dépôt de type lac temporaire (*playa*), au centre d'un petit bassin endoréique. Bien qu'ils puissent y atteindre une puissance de l'ordre de 80 m, géographiquement ils marquent un net retrait par rapport à la formation précédente et restent localisés autour de Saint-Dié, en particulier dans le secteur de la Montagne d'Ormont (Arrêt n° 1). Ils n'ont pu être identifiés dans le bassin de Villé.

Au nord de la faille maîtresse à l'origine du bassin de Saint-Dié, la caractéristique principale de la Formation de Champenay réside en la présence systématique de grès clairs, feldspathiques, à débit en dalles, qui se distinguent de toutes les autres arénites permiennees par un bien meilleur classement et l'abondance des grains à forte sphéricité. Cette particularité implique une assez longue période de façonnement éolien. D'autre part, un ciment carbonaté commence à apparaître localement, en particulier dans les niveaux les plus élevés.

Le seuil de Ban-de-Sapt montre, sur une paléotopographie relativement accidentée, les témoins d'un système de drainage convergeant vers le nord (région de Moussey) en direction de l'extrémité occidentale du bassin de Champenay. C'est dans ce dernier bassin que la formation présente son développement maximal (une centaine de mètres), principalement sous forme de faciès gréseux à litages obliques fortement pentés. Le problème du milieu de dépôt (éolien ou lacustre ?) des faisceaux géants, très spectaculaires, exposés dans les

carrières de la région de Belval (versant lorrain) et de Champenay (versant alsacien) sera discuté à l'arrêt n° 14.

Formation de Saint-Dié

Largement transgressive par rapport aux formations sous-jacentes (F. de Frapelle ou F. de Champenay selon les endroits), cette unité s'étend probablement vers l'est jusqu'au-delà du bassin de Villé ; elle peut atteindre une puissance supérieure à 120 m dans la région de Saint-Dié. Il est impossible d'en connaître l'exacte extension initiale sur les Vosges moyennes en raison de l'érosion dont elle a été l'objet, dans ce secteur, avant le dépôt de la Formation de Senones. Vers le sud-ouest, elle est encore bien développée dans la région de Bruyères, et vers le sud-est, on en connaît quelques lambeaux jusqu'au-delà d'Orbey, à la latitude de Colmar.

La Formation de Saint-Dié se distingue nettement par l'aspect très immature des arkoses brun-rouge qui la constituent: absence quasi-totale de structures sédimentaires, très mauvais classement et abondance de matrice silto-argileuse. Cette dernière est souvent plus ou moins remplacée par un ciment dolomitique diffus. Tous ces caractères évoquent des dépôts de coulées de débris plus ou moins boueuses (*mud flows* et *debris flows*), assez caractéristiques d'un climat semi-aride. Cependant la grande extension géographique de la formation, et la fréquence, assez étonnante, des éléments bien roulés dans les fractions sableuses et graveleuses, ne peuvent guère s'expliquer que par des phénomènes de remaniement d'arènes granitiques formées en climat plus humide (Arrêt n°5), avec apport de matériaux empruntés à des unités précédentes (ventifacts dans le secteur de Moussey-Belval-Champenay).

Des niveaux dolomitiques francs, atteignant parfois plusieurs mètres d'épaisseur (Arrêt n° 6), se rencontrent à différents niveaux; ils renferment fréquemment des nodules de silice microcristalline (calcédoine rouge ou cornaline). Deux d'entre eux sont remarquablement continus: le premier, à la base de la formation, a été particulièrement suivi dans le bassin de Saint-Dié *stricto sensu* où il est minéralisé en fluorine (Lougnon, 1974) ; le second, qui constitue l'assise terminale, se retrouve partout. Souvent ils montrent des structures nodulaires sub-verticales, caractéristiques des croûtes (dolocrètes) d'origine pédologique ; il est cependant probable que le niveau inférieur résulte de la transformation d'un calcaire, lacustre à palustre, après émergence. Des lentilles dolomitiques, parfois puissantes mais d'extension limitée (anciennes carrières souterraines de La Culotte), apparaissent çà et là à différents niveaux; l'absence de toute structure visible en rend l'interprétation assez problématique.

Formation de Senones

Les grès feldspathiques rouge-brun, à grain moyen à fin, qui constituent l'essentiel de la formation se distinguent assez aisément des arkoses sous-jacentes par leur meilleur classement et une stratification plus nette. Les grains sont typiquement anguleux. La présence de taches noires ferro-manganiques, plus abondantes dans les niveaux conglomératiques, est assez caractéristique (Arrêt n°4).

Antérieurement aux travaux cartographiques de Hollinger (1970), les Grès de Senones n'avaient jamais été clairement individualisés, Ils étaient considérés comme les derniers dépôts du Permien des Vosges, formant la partie supérieure de l'Assise de Kohlbaechel de Laubacher et von Eller (1966), et donc inclus dans les *Rotliegende*, sous la notation "r" de la Carte géologique de France (feuille Senones, 1970)

Par la suite, il a été clairement démontré (Konrad, 1971) d'une part que cette formation correspondait au *Untere Buntsandstein (Tigersandstein)* tel qu'il était défini en Forêt Noire à l'époque, et d'autre part qu'il s'agissait d'un équivalent latéral (proximal) des Grès d'Annweiler affleurant dans la région frontalière du Palatinat, et déjà rapportés classiquement au même Buntsandstein inférieur (Perriaux, 1961). Cette dernière relation est restée longtemps insoupçonnée en raison de l'absence d'affleurement entre les deux régions, dans la zone d'ensellement structural correspondant au Col de Saverne. La nouvelle attribution a conduit à cartographier les Grès de Senones avec le Trias : "t_{1a}" de la feuille Saint-Dié (1975) où leur assimilation au "Grès vosgien inférieur" est, par ailleurs, erronée.

Les considérations purement lithostratigraphiques précédentes ne préjugeaient pourtant en rien de l'âge des Grès de Senones et d'Annweiler. Cependant la présence, dans les environs d'Annweiler même, d'un niveau repère à ciment calcaire et coquilles marines, à la base de la formation, implique que cette dernière représente un équivalent latéral (continental) d'au moins une partie des dépôts marins à évaporitiques du *Zechstein* (= "Thuringien" *stricto sensu*) qui achèvent la succession stratigraphique permienne en Allemagne. Comme on sait, par ailleurs, que c'est dans la première séquence de dépôt du *Zechstein* que les faciès marins ont atteint leur extension maximale au sud du Bassin germanique, la Formation de Senones, constituant le Buntsandstein inférieur des Vosges, peut être datée du Permien supérieur.

Après une formalisation de la lithostratigraphie du *Buntsandstein* d'Allemagne du Nord, où la succession sédimentaire est la plus complète (Röhling, 1991), il est apparu que le *Untere Buntsandstein* traditionnel de Forêt Noire et du Palatinat (d'âge permien) n'était pas l'équivalent de celui (essentiellement triasique) défini au centre du Bassin germanique. Les stratigraphes allemands ont donc décidé de placer les formations correspondantes, non plus dans le *Buntsandstein*, mais dans le *Zechstein* (Subkommission Perm-Trias, 1993).

Néanmoins, comme la Formation de Senones marque l'apparition d'une nouvelle paléogéographie, de "type triasique", et présente de grandes analogies lithologiques avec les Couches intermédiaires du Buntsandstein supérieur, il a été proposé de conserver, dans le Nord-Est de la France, au terme de "Buntsandstein inférieur" sa signification lithostratigraphique traditionnelle (Durand, 2013) nonobstant son âge.

Les problèmes de datation

Il est très difficile de corréler les séries permienes d'Europe occidentale et centrale, formées entièrement en milieu continental, avec les étages de l'échelle chronostratigraphique internationale, établie dans des faciès marins. C'est pourquoi, de longue date, des géologues ont tenté d'établir une échelle parallèle constituée d'« étages continentaux » ou de groupes lithostratigraphiques. Il en résulte un certain nombre de termes couramment utilisés dans la

littérature, mais dont la définition reste fort imprécise, ce qui est la cause de nombreuses interprétations erronées.

La limite Stéphalien-Autunien n'est pas encore précisée. Néanmoins, le contenu paléontologique de « l'Autunien d'Autun », dont l'extension géographique est grande, en fait une référence biostratigraphique pour un laps de temps compris entre le Gzhélien terminal et le Sakmarien inférieur (Broutin et al., 1999), mais cet Autunien ne représente qu'une partie du *Unterrotliegend*.

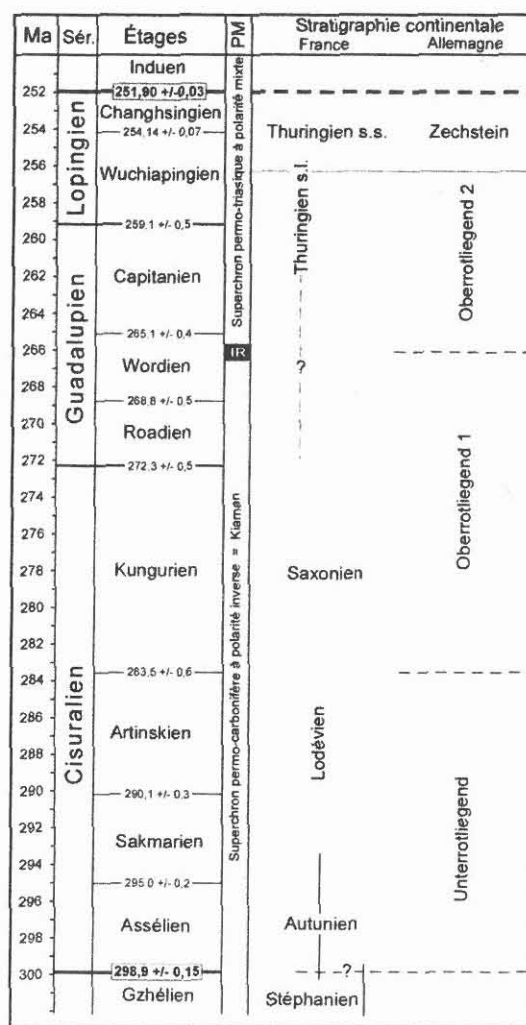
Le Saxonien, conçu comme l'équivalent du *Oberrotliegend*, n'a aucune définition biostratigraphique. Il regroupe tous les faciès rouge azoïques situés entre les couches fossilifères de l'Autunien et celles du Thuringien. N'étant pas indispensable, ce terme peut être abandonné. Le Lodévien (Renevier, 1874) a été proposé pour désigner l'ensemble des *Rotliegende*.

Le terme de « Thuringien » a été créé pour remplacer celui de *Zechstein*, mais il est souvent utilisé à l'heure actuelle dans un sens biostratigraphique beaucoup plus large, pour désigner des dépôts contenant une macroflore et une palynoflore aisément différenciables de celles de l'Autunien ou du début du Trias, et qui peuvent donc appartenir au Permien moyen.

En ce qui concerne le bassin de Saint Dié - Villé, Hollinger (1970), ayant admis l'âge autunien des formations d'Albé et Triembach, démontré antérieurement, a attribué "forfaitairement" les formations de Meisenbuckel et Frapelle au Saxonien et celles de Champenay et Saint-Dié au Thuringien. Carasco (1989) a formalisé ces attributions en abandonnant les noms de formation au profit d'un Autunien 1,2 et 3, suivi d'un Saxonien 1 et 2.

Compte tenu de l'âge Thuringien *s.s.* des Grès d'Annweiler et Grès de Senones, les autres formations ne peuvent être attribuées qu'au Permien inférieur (Cisuralien) ou moyen (Guadalupien). D'autre part, les datations isotopiques des rhyolites du bassin de la Plaine et du Nideck (299 ± 9 et 297 ± 9 : Lippolt et Hess, 1983 ; Schneider *et al.*, 1994) amènent à vieillir considérablement la Formation de Meisenbuckel et Frapelle. Les études paléomagnétiques menées sur les laves et tufs associés, dans le bassin de Saint-Dié - Villé également, n'ont mis en évidence que des polarités inverses, caractéristiques du Superchron Carbonifère-Permien : Kiaman (Edel et Schneider, 1995).

Compte tenu des remarques précédentes, il ne sera plus question des "âges" proposés par Hollinger et Carasco dans la suite de ce texte.



Échelles stratigraphiques du Permien
IR : Illawarra Reversal

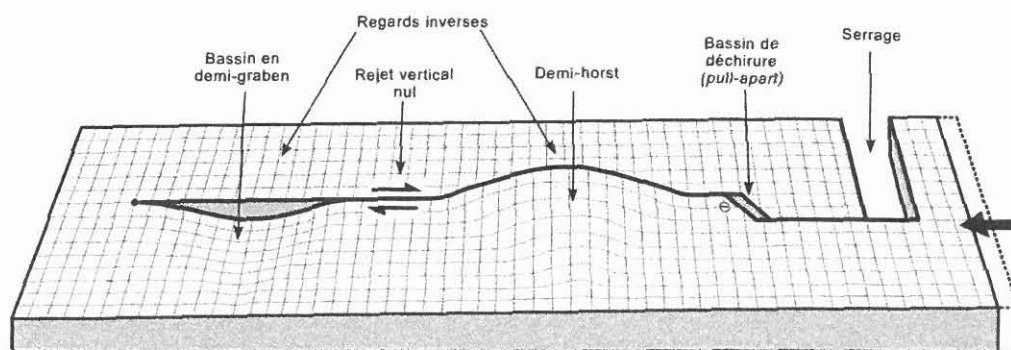
Signification géodynamique

Aucun des bassins permien des Vosges n'ayant encore fait l'objet d'une étude spécifiquement structurale, mettant notamment en œuvre les méthodes d'analyse micro-tectonique, leur évolution tectono-sédimentaire reste encore imparfaitement comprise.

Cette situation résulte également de l'insuffisance des données de sub-surface. En dehors du secteur de Villé, où la COGEMA a réalisé une quarantaine de forages carottés, seul le sondage de recherche de houille de Saint-Dié (1857-1862) apporte quelques éléments d'interprétation, malgré le caractère très sommaire de la coupe dont on dispose. Il montre un fait relativement peu prévisible d'après les seules données d'affleurement: l'épaississement considérable de la série vers la bordure nord du bassin (plus de 500 m de dépôts permien entre le socle et la base de la Formation de Champenay).

Cependant, en l'état actuel des connaissances, le bassin de Saint-Dié et Villé apparaît déjà clairement comme un bassin sur décrochement (apparenté aux bassins de type *pull-apart*), et non pas comme un simple *graben* formé par pure distension. Une telle origine est révélée par les traits majeurs suivants:

- forme allongée assez étroite,
- grande épaisseur du remplissage pour une faible superficie,
- déplacements longitudinaux des dépo-centres,
- systèmes de drainage plus centripètes que longitudinaux,
- fréquence du volcanisme.



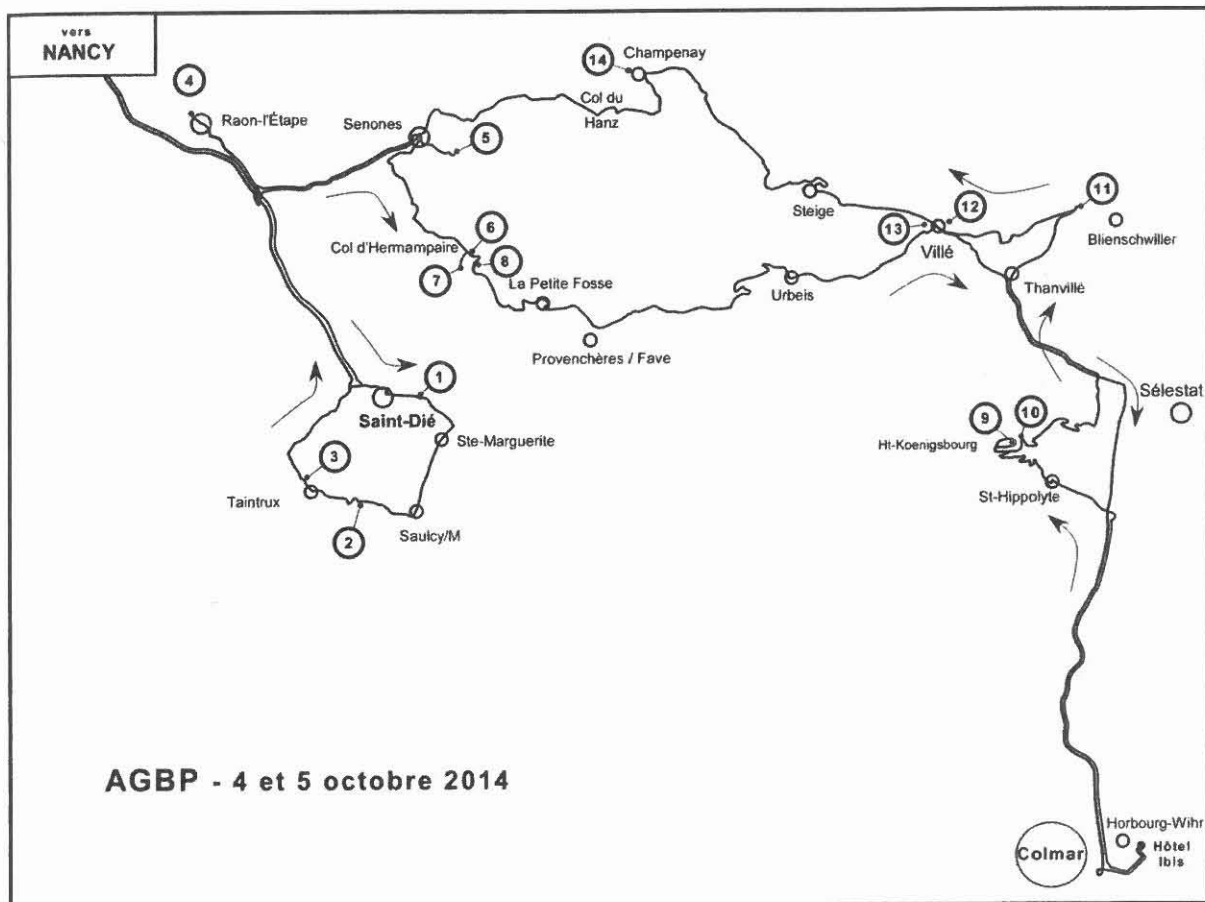
Structures liées à un décrochement dextre. D'après photographie d'un modèle analogique en papier.

Les mouvements de cisaillement dextre, qui semblent à l'origine de la structuration du bassin de Saint-Dié, s'intègrent bien dans le cadre d'une vaste zone transformante dextre entre plaque euraméricaine (Laurussia) et plaque africaine (Gondwana) envisagée par Arthaud et Matte (1977). C'est elle qui aurait permis la formation simultanée des chaînes de l'Oural d'une part et Appalaches méridionales - Mauritanides d'autre part, achevant ainsi la constitution de la Pangée.

L'initiation du bassin de Champenay, sur un relais de failles, et la mise en place des rhyolites principales du bassin de la Plaine et du Nideck, paraissent mieux s'accorder avec des mouvements de cisaillement senestre, qui semblent avoir affecté l'ensemble de l'Europe vers le milieu du Permien (Deroin, 2005 ; Schneider *et al.*, 2014).

Description de l'itinéraire

Pour des raisons pratiques, il ne sera malheureusement pas possible de visiter les affleurements dans l'ordre stratigraphique.



Samedi 4 octobre

Le bassin de Saint-Dié

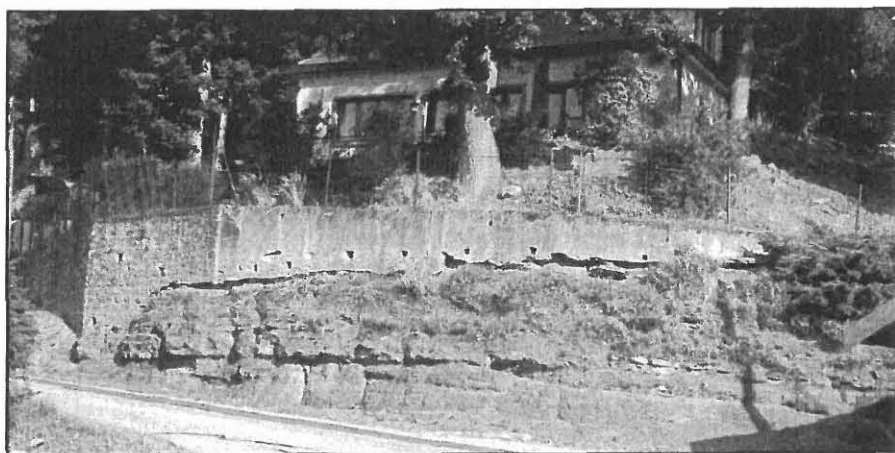
Tous les sites visités sont situés sur la feuille St-Dié (306) de la Carte géologique de France au 1/50 000

Arrêt 1 – Saint-Dié (88) : Gratin

48° 17' 11" N – 6° 58' 18" E

Formation de Champenay : faciès "Ormont"

A la sortie de Saint-Dié en direction de Nayemont-les-Fosses, la profonde entaille de la route D82 montre d'abord, sur quelques centaines de mètres, les arkoses rougeâtres à passées décolorées (concentrations carbonatées) de la Formation de Saint-Dié dont c'est ici le stratotype (Hollinger, 1970, 1975). Par le jeu de quelques failles à faible rejet apparaissent ensuite des siltites de teinte peu différente, mais nettement stratifiées, qui caractérisent la Formation de Champenay dans tout le bassin de Saint-Dié, et en particulier autour du massif de l'Ormont.



Ces siltites rouges sont, dans l'ensemble très monotones, mais ici s'intercalent quelques bancs gréseux relativement bien classés, à grains assez arrondis et ciment dolomitique. Ce dernier est dû à une circulation de nappe peu après le dépôt et non pas à des phénomènes pédologiques comme c'est généralement le cas dans la Formation de Saint-Dié. La section plan-convexe d'un banc lenticulaire montre qu'il s'agissait de lobes terminaux marquant l'épuisement d'un oued après son entrée dans une grande playa.

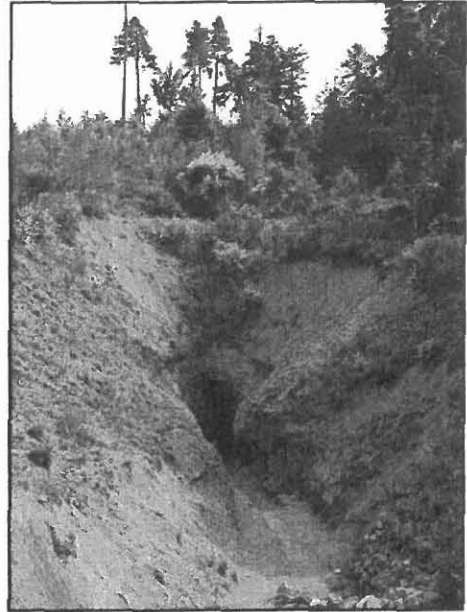
Arrêt 2 – Saulcy/Meurthe (88) : Anozel

48° 14' 20" N – 6° 55' 34" E

Ancienne mine Saint-Jean

On dispose de très peu d'informations historiques sur cette exploitation dont il ne restait que des traces indirectes jusqu'à une époque récente : tranchées de surface partiellement comblées et puits effondrés, alignés sur près de 500 m selon une direction NNO-SSE, ainsi que la grande place circulaire sans végétation, déjà signalée il y a plus d'un siècle (Anonyme, 1910, p. 184).

Des fouilles effectuées en 1846 remirent au jour l'entrée d'une galerie, sans doute postérieure aux travaux de surface (dès X^e siècle ?), où était préservé un "chemin de bois" destiné au roulement des wagonnets. Par la suite la nature reprit rapidement ses droits, et ce n'est qu'en 2003 que des chercheurs locaux parvinrent à dégager de nouveau la galerie sur une cinquantaine de mètres, avant d'atteindre une importante zone éboulée.



Source : Wikipedia-Massif du Kemberg

D'après ses caractéristiques cette galerie, d'une hauteur moyenne de 1,30 m pour une largeur de 0,60 m, aurait pu être creusée entre le XII^e et le XIV^e siècle.

Au cours de cette période et jusqu'au tout début du XVII^e le site a été plusieurs fois abandonné puis repris, probablement pour des raisons techniques. La dernière, et courte, tentative de remise en exploitation ayant nécessité quatre pompes d'exhaure, l'existence d'un niveau d'extraction inférieur est très probable. Le minerai aurait été trié et traité sur place dans des fours à charbon de bois.

Les minéralisations constituent un gîte d'imprégnation stratiforme dans les arkoses conglomératiques de la Formation de Frapelle, complètement décolorées, le long d'une faille remontant les gneiss des Vosges moyennes vers l'est. Les déblais actuels ne livrent presque exclusivement que des minéraux d'oxydation du cuivre. A la différence des gîtes du Buntsandstein, à malachite et azurite, il s'agit surtout ici de chrysocolle, un silicate hydraté de formule $(\text{Cu,Al})_2 \text{H}_2 \text{Si}_2\text{O}_5 (\text{OH})$, dont l'aspect évoque fortement la turquoise. Les chroniques anciennes indiquant une certaine richesse en argent, il est probable que les mineurs exploitaient un minerai sulfuré de type "cuivre gris" (tétraédrite-tennantite), dont on retrouve encore quelques traces en surface.

Arrêt 3 – Taintrux (88) : Carrière sur D 31

48° 15' 08" N – 6° 53' 45" E

Formation de Frapelle : faciès d'écoulements en nappe

Le site est localisé dans une partie déjà assez distale du principal cône de déjection participant au comblement du bassin de Saint-Dié lors du dépôt de la Formation de Frapelle. La tête de cet édifice apparaît nettement dans la morphologie actuelle, à environ 9 km au SSE : massif de Hennefête dominant Corcieux et Anould (feuille Gérardmer de la carte géologique de France au 1/50 000). Une série de petites coupes, le long de la D31 descendant



la vallée du Taintroué, permet de se rendre compte de la diminution de taille des galets vers l'aval, de Vanémont à Taintrux.

L'affleurement montre une succession de minces unités de dépôt, résultant d'écoulements non chenalisés (*sheet flows*), dont le pendage vers le nord est vraisemblablement d'origine primaire en grande partie. Elles sont

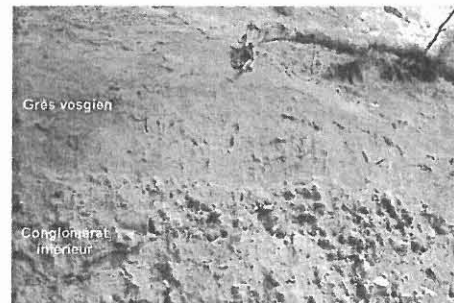
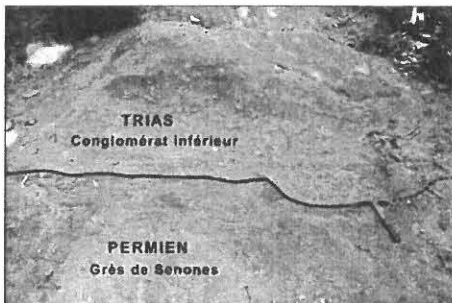
constituées d'arkoses grossières à conglomératiques. Les plus rouges, assez friables, sont riches en matrice argileuse. Les plus pâles, mieux lavées, sont relativement bien cimentées. Le faible degré d'usure des galets, comme leur nature (migmatites de Gerbépal, granito-gneiss, granites et microgranites) plaident pour une origine très proche. Les galets de quartz, peu nombreux, montrent souvent des indices de façonnement par des vents de sable (*cf* Durand et Bourquin, 2013)

Arrêt 4 – Raon l'Étape (88) : Côte de Beauregard

4a - Discontinuité Permien-Trias

48° 24' 36" N – 6° 50' 29" E

A une cinquantaine de mètres à droite du sentier menant au sommet du massif depuis la rue Adelphe Muller, la base de la Côte de Beauregard permet d'observer la surface de contact, relativement irrégulière, entre les grès permien de la Formation de Senones et les premiers dépôts d'âge triasique : Conglomérat inférieur (quelques mètres d'épaisseur) passant verticalement au Grès vosgien.



Les Grès de Senones sont assez friables car riches en matrice argilo-ferrugineuse leur conférant une teinte rouge-brun. Les grains de quartz et de feldspath (20 à 30 %) sont typiquement anguleux. Une autre caractéristique importante est la présence de taches noirâtres ferro-manganiques, résultant de la dissolution de la dolomite à l'affleurement ; elles peuvent passer à des petites cavités concentrées à certains niveaux.

Le Conglomérat inférieur du Trias se caractérise d'abord par l'importance des classes granulométriques intermédiaires entre sables et galets. La matrice sableuse, bien lavée, est nettement plus pauvre en feldspaths, et les quartz sont arrondis. Les galets les plus fréquents : quartz et quartzites (comme dans le Poudingue de Sainte-Odile) sont bien émoussés, mais

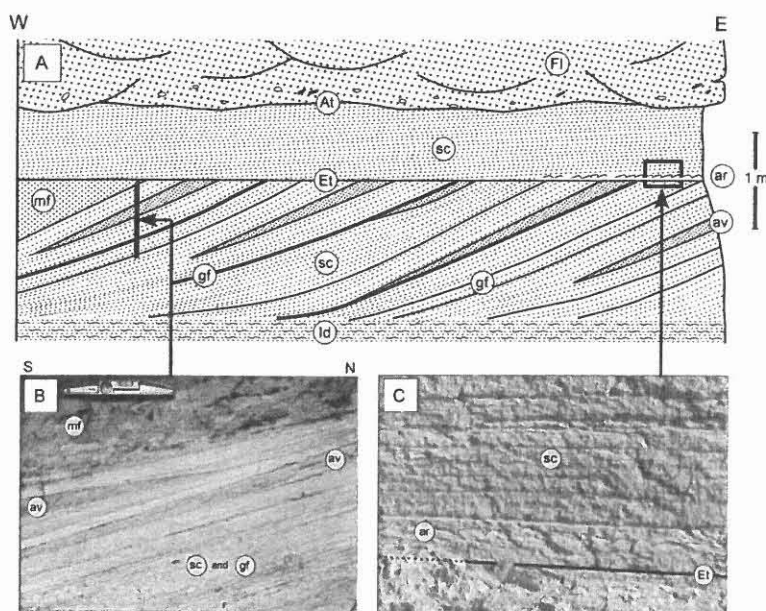
certains montrent de belles facettes façonnées par les vents de sable. Ces ventifacts prouvent que des conditions désertiques régnaient déjà ici bien avant la formation des dunes dont on retrouve les vestiges au sein du Grès vosgien, et on en retrouve jusque dans le Poudingue de Sainte-Odile à Pierre-Percée, 9 km au nord-est (Durand *in* Hilly & Haguenaer, 1979, p. 70). Les galets de socle ne sont pas rares, y compris ceux de rhyolites permienes.

4b - Grès vosgien : faciès éoliens

48° 24' 42" N – 6° 50' 21" E

Depuis le site précédent, il est possible de remonter, par une sorte de couloir entre deux rochers de Grès vosgien, jusqu'à une plate-forme offrant un point de vue sur la vallée. Ensuite, en coupant à travers bois vers le nord-ouest, on rejoint rapidement le sentier, puis la voie forestière de ceinture le long de laquelle se trouve l'affleurement principal de grès dunaires. Au niveau de la voie forestière faisant le tour du massif, à une cinquantaine de mètres au-dessus sa base, le Grès vosgien se présente sous un aspect très particulier : de teinte jaunâtre (au lieu du rose habituel) et mal cimenté, il est constitué de grains de quartz bien ronds et extraordinairement bien classés (leur taille ne dépasse jamais le millimètre).

Dans la zone mal cimentée, épaisse de 3 m en moyenne, deux principales unités de dépôt, d'importances à peu près équivalentes, se distinguent nettement. L'inférieure, montrant une forte inclinaison des lits sableux, est tronquée par une surface remarquablement régulière et horizontale, qui a pu être suivie sur plusieurs centaines de mètres peu après l'élargissement de la piste, dans les années 1970. L'unité supérieure, dont les lits paraissent horizontaux, a été irrégulièrement ravinée avant d'être recouverte par des dépôts ayant l'aspect "normal" du Grès vosgien et formant un léger surplomb.



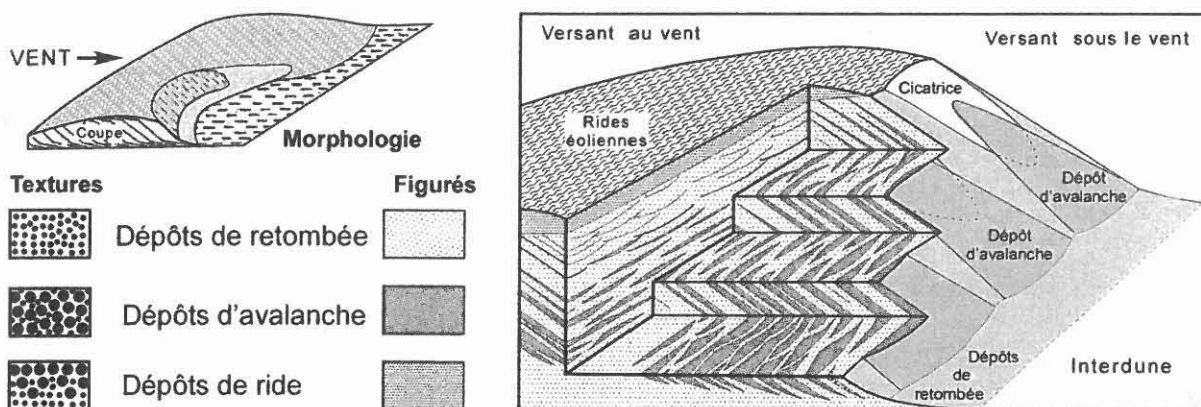
Coupe schématique des faciès éoliens dans le Grès vosgien de Raon-l'Étape (Côte de Beauregard).

A) Aspect général de l'affleurement. B) Coupe sensiblement parallèle à la direction des feuillets. C) Gros plan sur le niveau à rides d'adhésion.

av : dépôts d'avalanche, ad : rides et verrues d'adhésion, em : dépôts d'écoulement en masse, FI : dépôts fluviatiles, idA : dépôts interdunaires sub-aquatiques, re : dépôts de retombée, ri : dépôts de rides éoliennes, tA : troncature sous-aquatique (surface d'inondation), tE : troncature éolienne = de déflation (surface de Stokes).

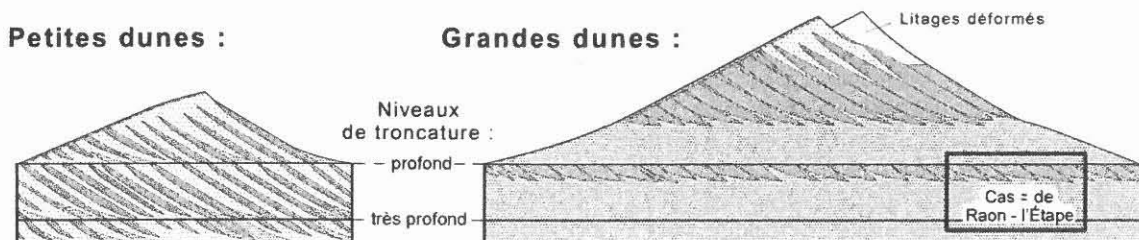
L'aspect des grains et la structure décrite évoquent des dépôts de dunes éoliennes, mais une comparaison avec les observations faites dans des dunes actuelles permet d'interpréter ces dépôts de manière beaucoup plus détaillée.

Les dunes éoliennes actuelles sont constituées par l'empilement de dépôts élémentaires appartenant à trois types bien distincts. L'accroissement de la dune est dû à la migration de rides éoliennes sur le versant au vent. Arrivés à la crête, les grains de sable les plus fins peuvent être entraînés en suspension dans l'air (on dit que la dune "fume") avant de se décanter pour former des "dépôts de retombée". Les autres s'accumulent d'abord près du sommet, ce qui provoque de temps en temps de petits effondrements rétablissant une pente d'équilibre de l'ordre de 30°; les "dépôts d'avalanche" ainsi produits sont plus grossiers et plus épais.



Architecture d'une petite dune transversale (h ≈ 1m), d'après Hunter (1977b)

Dans une petite dune, les rides, essentiellement localisées sur le versant au vent, ont peu de chance d'être préservées. En revanche, à la base des grandes dunes (longitudinales en particulier) on en rencontre très souvent, migrant obliquement (voire perpendiculairement) par rapport à la crête et accumulant des "dépôts de rides". Ces derniers, décrits également sous le nom de "feuillet de translation ascendante subcritique" (SCTS de Hunter, 1977a), montrent une texture granocroissante verticalement très caractéristique, car inconnue à cette échelle dans tout autre environnement. L'importance relative de chacun des trois types de dépôt permet ainsi de distinguer les restes d'une petite dune de ceux d'une grande dune, même profondément tronquée :



Architectures comparées de dépôts éoliens en fonction de la taille des dunes et de leur niveau de troncature, d'après Kocurek et Dott (1981)

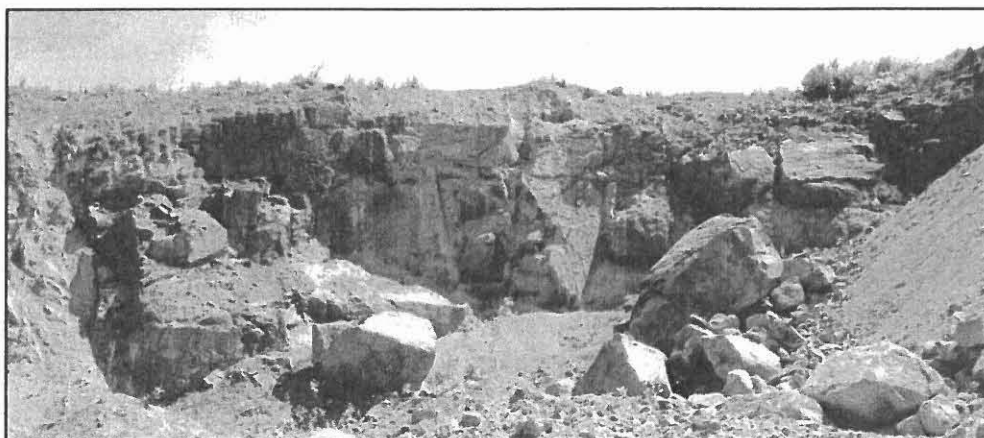
Il apparait donc que, malgré sa faible extension verticale, l'affleurement de Raon expose les substructions d'une dune de grande taille. L'analyse de l'orientation des différents éléments permet en outre d'identifier une dune linéaire sinueuse (*seif*) allongée NE-SO, selon les vents dominants, et modelée par des vents saisonniers.

Arrêt 5 – Vieux-Moulin (88) : Carrière de granite 48° 23' 23" N – 7° 00' 00" E

Formation de Saint-Dié sur arène granitique

La carrière de la société "Lingeheld" exploite, sur une hauteur totale de 25 m, le Granite de Senones représenté ici par sa variété "rouge corail". Sa production est essentiellement destinée aux chantiers de travaux publics : blocs pour murs et enrochements, concassés pour chaussées, "blocs moraines" pour aménagements paysagers. Une partie des résidus de broyage est récupérée comme sable lavé.

La découverte permet d'observer les rapports entre les arkoses de la Formation de Saint-Dié et le socle.



Petit paléorelief vu du palier supérieur de la carrière.

A droite les arkoses ont comblé un étroit couloir entre deux blocs de granite. Au centre le granite affleure à la surface du sol actuel. A gauche, dans une paléodépression, d'épais bancs d'arkose reposent sur le granite sain par l'intermédiaire d'un manteau d'arènes.

La surface infra-permienne, très irrégulière, permet de se rendre compte que l'altération en boule, assez typique du Granite de Senones, est antérieure à la mise en place des arkoses. Dans le paléovallon recoupé à l'est de la carrière, il est difficile de placer avec précision la limite entre arène granitique in situ et arkoses ; le meilleur critère est l'apparition de galets et blocs épars, constitués de roches volcaniques apparentées à la Formation de Meisenbuckel. La Formation de Saint-Dié présente d'autre part de larges zones décolorées, cimentées par la dolomite.

Arrêt 6 – La Petite-Fosse (88) : Col d'Hermanpaire 48° 19' 11" N – 7° 02' 17" E

Formation de Saint-Dié : dolocrètes "normaux"

Les affleurements du bord de la route D45, à une centaine de mètres à l'est du col, sont stratigraphiquement situés tout à fait à la base de la Formation de Saint-Dié ; la Formation de Frapelle, sous le même faciès qu'à Gratin, affleure juste en contrebas de la chaussée.

Ils permettent d'observer les derniers stades d'évolution des croûtes dolomitiques (dolocrètes) d'origine pédologique qui caractérisent la Formation de Saint-Dié. Les premiers pourront être étudiés au Haut-Koenigsbourg (Arrêt 8). La formation de telles roches implique l'existence d'un climat semi-aride sur la région au cours du dépôt de cette unité stratigraphique. Dans certains niveaux, une structuration verticale plus ou moins apparente rappelle qu'ils résultent de la coalescence de manchons racinaires. Les développements subhorizontaux traduisent des hiatus de dépôt relativement longs; ils permettent de déceler le caractère polyphasé des croûtes les plus épaisses. Dans ces dernières, les passées de calcédoine rouge (cornaline) sont relativement fréquentes.

Arrêt 7 – La Petite-Fosse (88) : Spitzemberg 48° 18' 44" N – 7° 02' 39" E

Formation de Saint-Dié : dolocrète à fluorine

Tout autour du massif de l'Ormont, au nord-est de la ville, l'ensemble carbonaté basal de la Formation de Saint-Dié se distingue couramment par la présence de fluorine, de teinte généralement violette. Bien que très rare sur la coupe précédente, ce minéral peut être aisément observé à seulement 1 km au sud-est, près de l'Auberge de Spitzemberg, probablement à un niveau légèrement supérieur.

La présence d'un vaste gisement stratiforme de fluorine dans la Formation de Saint-Dié a été mise en évidence par une prospection alluvionnaire du BRGM en 1970 (Lougnon, 1974). Il renferme au moins 3.10^6 t de fluorine et présente donc un intérêt métallogénique certain, mais sa puissance étant de l'ordre de 2 m et ses teneurs moyennes de 4 à 5 %, il est sans d'intérêt économique.

Au Spitzemberg il est constitué, comme habituellement, d'une dolomie finement grenue à géodes lenticulaires. Au sud-ouest de Saint-Jean-d'Ormont (Hédibu) quelques reliques semblent indiquer que le carbonate initial était un calcaire fin grisâtre où auraient été identifiés des gravelles, des spicules de spongiaire, des débris d'algues et des pseudo-morphoses de cristaux de gypse (Lougnon, 1974).

Arrêt 8 – La Petite-Fosse (88) : La Grande Basse 48°19'22" N – 7°02'31" E

Volcanites associées à la Formation de Meisenbuckel

Dans le talus de la route affleure un agglomérat d'éjectats basaltiques à structure souvent amygdalaire (*Mandelstein*) dont les vacuoles sont comblées par des carbonates, des zéolites ou de la silice selon les endroits. Ces roches à faciès paléovolcanique étaient qualifiées de "mélaphyres" par les anciens auteurs. Au-dessus peuvent être échantillonnées des trachyandésites violacées aphanitiques, mais souvent à structure plus ou moins fluidale.

Dimanche 5 octobre

Les bassins de Villé et de Champenay

Tous les points visités sont situés sur la feuille Sélestat (307) de la Carte géologique de France au 1/50 000, à l'exception du dernier : sur la feuille Saint-Dié (306)

Arrêt 9 – Orschwiller (67) : Haut-Koenigsbourg (a) 48° 14' 58" N – 7° 20' 46" E

Site du Château

Depuis la plaine d'Alsace, la montée au château du Haut-Koenigsbourg, juché sur un promontoire de Grès vosgien, s'effectue d'abord dans les vignes, sur des épandages de piémont d'origine périglaciaire (Mindel ?). Ils masquent peut-être les terrains méso- et/ou cénozoïques d'un étroit champ de fractures. Après le passage de la Faille vosgienne, l'ascension se poursuit en forêt sur le granite porphyroblastique de Thannenkirch. L'esplanade du château offre un large panorama sur la partie méridionale du fossé rhénan et ses bordures, le massif volcanique du Kaiserstuhl, et parfois, par beau temps, jusqu'aux Alpes bernoises (massif de la Jungfrau).

Le Grès vosgien affleure bien au pied des murailles. En ce qui concerne les structures sédimentaires, un dièdre montre deux coupes d'aspect sensiblement symétriques, dans un faisceau à litage oblique arqué, qui indiquent un paléocourant de dépôt vers le nord-est, ce qui correspond à la direction générale dans cette partie des Vosges.

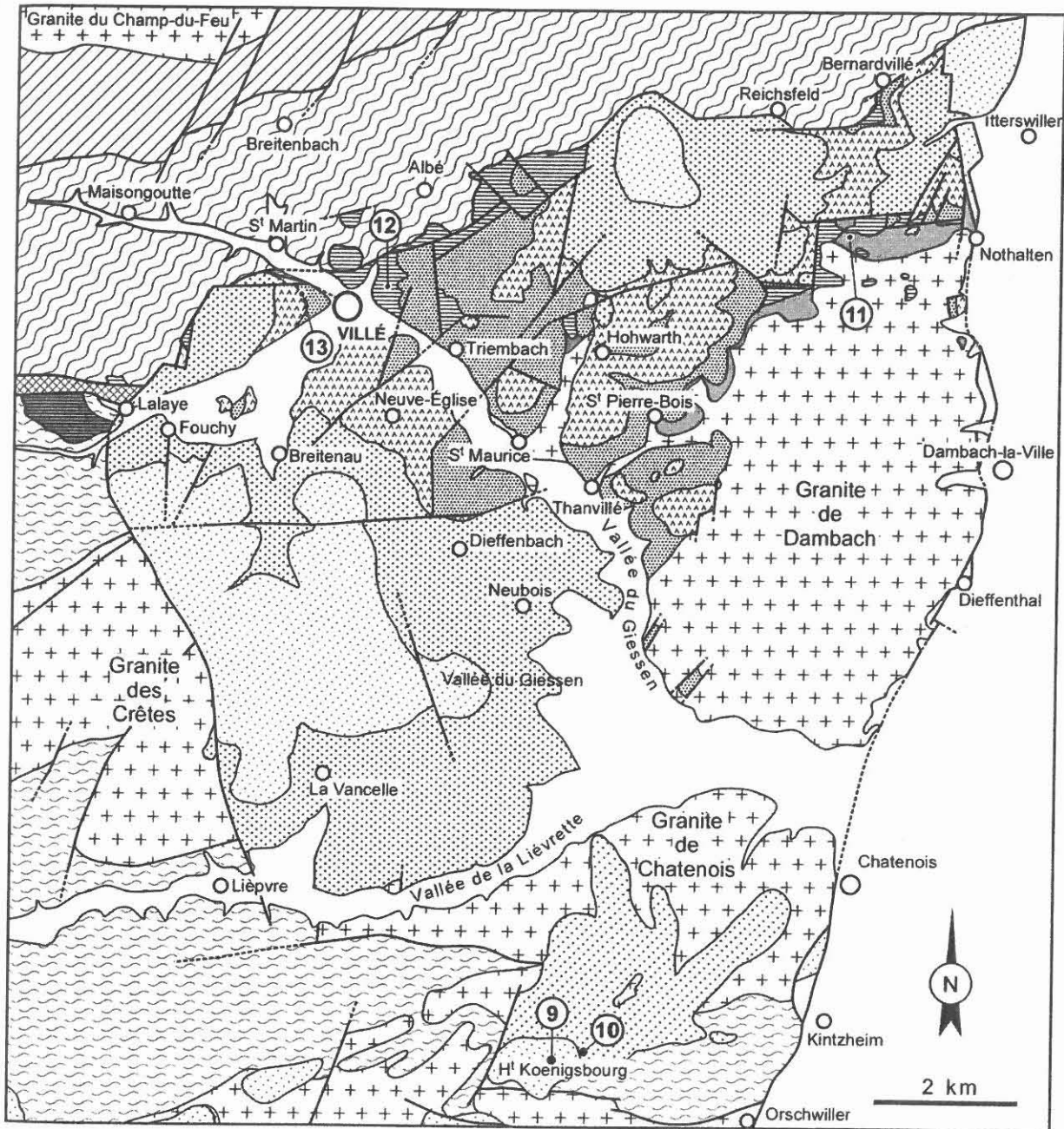
Arrêt 10 – Orschwiller (67) : Haut-Koenigsbourg (b) 48° 19' 11" N – 7° 02' 17" E


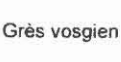











Formation de Saint-Dié

Dans la descente vers Kintzheim, le long de la D 159, la Formation de Saint-Dié est bien exposée sur une coupe de plusieurs mètres de haut et s'y présente sous son faciès habituel. Il s'agit d'arkoses mal stratifiées, mal classées, à matrice argileuse rouge et galets épars. On peut y reconnaître des quartz, parfois assez émoussés, mais surtout des fragments anguleux de diverses roches du socle varisque.

Cet affleurement permet en outre d'observer les premiers stades de formation des dolocrètes pédologiques, concrétisés par des zones décolorées de formes diverses. Les plus simples, subsphériques, résultent généralement d'une concentration en carbonates dans un chevelu de radicelles. Les développements subverticaux correspondent à des manchons racinaires. Les plantes pionnières ayant tendance à s'installer dans des fissures (de dessiccation par exemple), ces manchons sont souvent associés en formant des sortes de "cloisons". Les niveaux subhorizontaux traduisent des hiatus de dépôt relativement longs.

En extrême bordure du bassin permien de Villé, la Formation de Saint-Dié repose ici directement sur les gneiss formant le replat de l'Auberge du Schaflaeger un peu en contrebas.



	Terrains postérieurs au Trias inférieur		Grès vosgien		Formation de Triembach		Stéphanien A		"Zone broyée" de Lalaye-Lubine
	Assise de Kohlbaechel		Formation d'Albé		Schistes de Steige		Granites		Gneiss
	Formation de Meisenbuckel		Arènes stéphan.		Schistes de Villé				

Carte géologique du bassin de Villé
avec localisation des arrêts,

d'après la feuille Sélestat de la Carte géologique de France au 1/50 000 (1970).

Arrêt 11 – Nothalten (67) : Heissenstein

48° 21' 06" N – 7° 23' 46" E

Arènes stéphanienues remaniées dans la Formation d'Albé

Une "sablère" a été exploitée jadis, à quelques centaines de mètres de là, dans les arènes du Granite de Dambach qui peuvent atteindre une quinzaine de mètres d'épaisseur. Elles sont recouvertes par des arènes déplacées (allotérites), souvent fortement cimentées, seules visibles actuellement, qui constituent ici la partie supérieure de la Formation d'Albé. Leur origine sédimentaire est attestée par des intercalations de lits silteux.

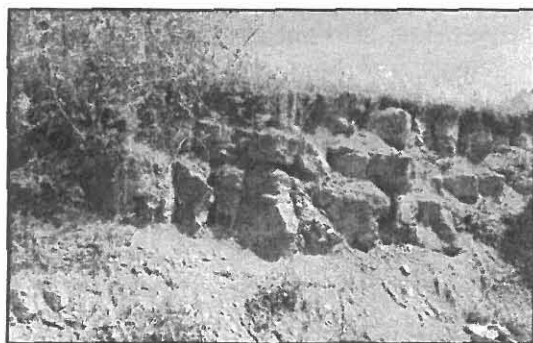
La profonde altération du granite qui se manifeste ici est traditionnellement attribuée au Stéphanien (Laubacher & von Eller, 1966). Elle n'a pu se développer, en climat humide, que dans un paysage peu accidenté, à basse altitude. Ceci s'oppose aux conditions péri-glaciaires (Becq-Giraudon *et al.*, 1996) envisagées pour les bassins stéphano-autuniens du Massif Central à la même époque, mais s'accorde mieux avec le caractère très mature, texturalement et minéralogiquement, de beaucoup de dépôts stéphanienus d'Europe centrale (Schneider *et al.*, 2014) et de certains conglomérats gzhéliens des Alpes carniques (observations personnelles).

Arrêt 12 – Villé (67) nord : Colline de la Schrann

48° 20' 42" N – 7° 18' 40" E

Formations d'Albé et de Triembach

Il n'existe pas de coupe de terrain où se voit bien la succession des différents termes de recherche de houille surmontée de gros bancs calcaires (max. 1,5 m d'épaisseur), le long de la route d'Albé. La suite peut être observée, de proche en proche, au cours de l'ascension de la Rue de la Schrann à laquelle on accède par la rue du Soleil, au nord-est de la place de la



Bancs calcaires dans une coupe temporaire, rue de la Schrann (2013).

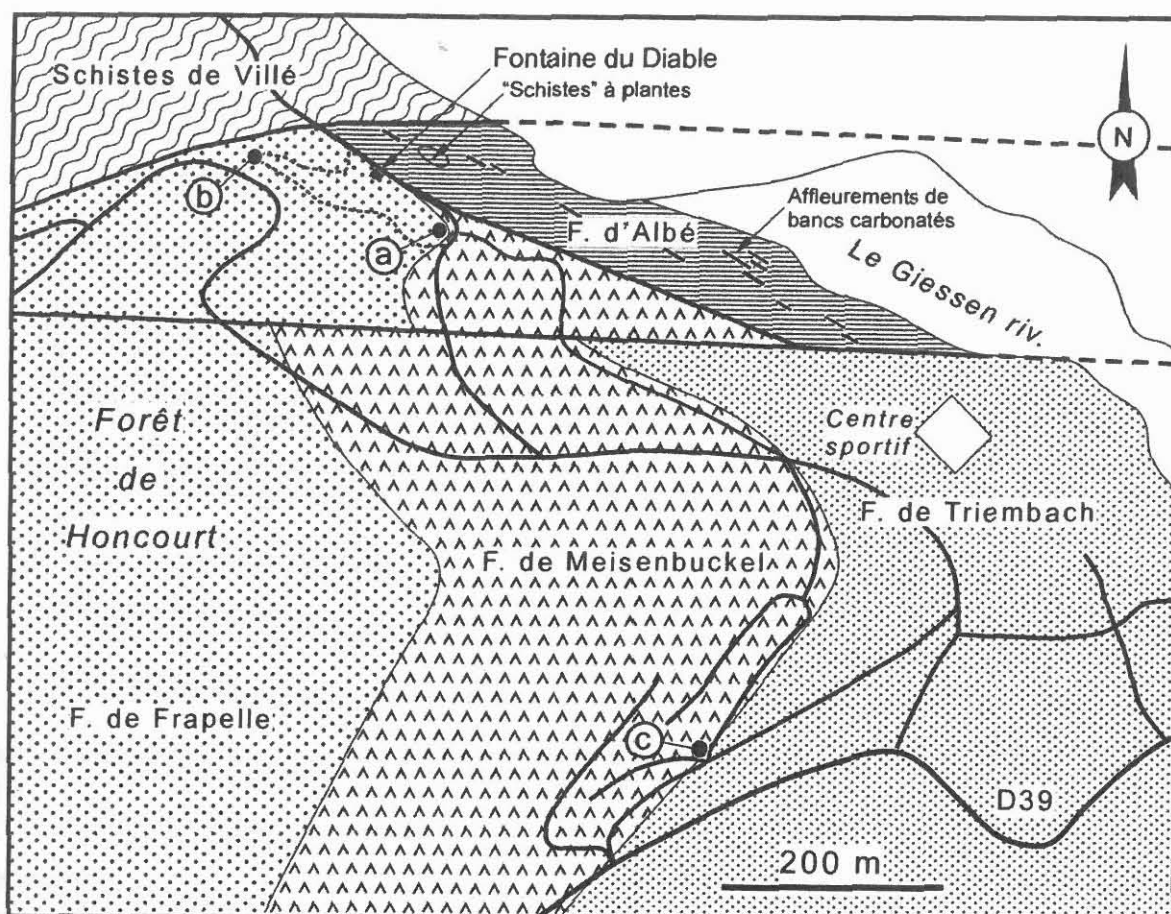
Gare de Villé, sur la D424. Les calcaires gris, tantôt bien lités ou noduleux, tantôt massifs, avec intercalation de quelques bancs de dolomie, y alternent avec des marnes et argiles concolores. Leur contenu paléontologique se réduit à quelques microfossiles : cyanophycées (Milon, 1933), characées (Carasco, 1987) et ostracodes (Jung, 1928 ; Damotte *et al.*, 1996). Au XIXe siècle les argiles ont été exploitées en carrière, tout près de là, pour la fabrication de briques et tuiles.

A 200 m du kiosque (panorama) s'ouvre une vaste carrière abandonnée ouverte dans la partie basale, conglomératique de la Formation Triembach et les arkoses qui la surmontent, mais le contact avec la formation sous-jacente, pourtant très proche, n'y est plus visible actuellement.

Arrêt 13 – Villé (67) ouest : Fontaine du Diable

48° 20' 45" N – 7° 17' 28" E

Formations d'Albé, Meisenbuckel et Frapelle en bordure du bassin actuel



Affleurements permien de l'ouest de Villé.
Secteur de la Fontaine du Diable d'après Laubacher et von Eller (1966)

Depuis le parking en face du Centre sportif du Klosterwald, un chemin de lisière permet d'entrer dans la Forêt de Honcourt, à 200 m de là. Des tufs volcaniques fins, de teintes variées mais principalement verdâtres, apparaissent alors le long du sentier. Ils sont bien exposés dans le virage où le sentier rejoint la voie forestière menant au château de Honcourt (point a). Au sommet de cette petite coupe, des arkoses grossières rouges marquent la base, brutale de la Formation de Frapelle.

Vers le nord-est, on arrive rapidement à la Fontaine du Diable (ou Teufelsbrunnen). Sur le versant très abrupt, en contrebas, une succession de petits affleurements a permis de reconstituer une coupe d'environ 25 m à travers la Formation d'Albé supérieure (Laubacher et von Eller, 1966) pentée vers le sud-ouest. Ce secteur a fourni une riche flore typiquement autunienne (Boulay, 1879 ; Benecke et van Verveke, 1890 ; Zeiller, 1894 ; Sterzel, 1907 ; Renouard, 1935, 1936) que les anciens auteurs avaient attribuée à la formation de Triembach, compte tenu de sa position apparemment juste en-dessous des arkoses rouges de l'Assise de Kohlbaechel.

A près un coup d'œil sur les schistes gris-vert de Villé, le retour peut s'effectuer via le site de la Vierge Noire où les rochers de la Formation de Frapelle sont riches en gros galets de roches cristallines (point b).

La base de la Formation de Meisenbuckel est relativement bien exposée dans le bas de la rue de la Forêt, de part et d'autre de son intersection avec la rue Beau Site (point c). A

l'ouest affleurent des tufs à larmes de verre écrasées, altérées en un interstratifié illite-smectite (Heim, 1971). Au nord-est, où ils sont bien moins consolidés, leur richesse en argiles gonflantes est la cause d'une claire instabilité de pente. Néanmoins, leur contact brutal sur les arkoses grises de la Formation de Triembach reste encore visible.

Arrêt 14 – Plaine (67) : Carrière de Champenay 48° 24' 43" N – 7° 06' 44" E

Formation de Champenay : faciès gréseux lacustre

Les carrières de Belval (versant lorrain) et surtout Champenay (versant alsacien) sont célèbres pour leur grès rose en dalles, qui se rapproche, par son aspect, plus du Grès vosgien que des autres arénites permienes. Il est d'autre part susceptible d'acquérir un beau poli. La carrière visitée, ouverte dès le milieu du XVIII^e siècle (Mougeot, 1839, p. 415), est actuellement exploitée par la société « Carrière de Trapp » et ses produits sont commercialisés sous le nom « Pierre des Princes », en référence à l'ancienne Principauté de Salm dans le territoire de laquelle elle se trouve.

Le Grès de Champenay se présente sous forme de faisceaux tabulaires de très grande taille (jusqu'à 8 m d'épaisseur), à litage oblique fortement penté, dont l'origine est encore discutée.

– La première hypothèse (Dubois et Dubois, 1955) envisageait un dépôt sous forme de deltas lacustres de "type Gilbert", comparables à ceux que l'on peut étudier dans les alluvions glacio-lacustres des Hautes Vosges. La séquence granocroissante, mise en évidence à l'échelle du bassin est tout à fait compatible avec une telle origine.

– La seconde (Hollinger, 1978 ; Carasco, 1987), en revanche, interprète les Grès de Champenay comme d'anciennes dunes éoliennes, de type transversal. Parmi les principaux arguments qui plaideraient en ce sens peuvent être cités : l'excellent classement et la forte sphéricité des grains sableux (pratiquement exempts de micas), la nette différenciation de dépôts d'avalanche, et la présence de galets éolisés (ventifacts) dans les strates subhorizontales encadrant les bancs de grès.

Un certain nombre d'observations s'accordent mal avec cette dernière interprétation :

- Les dépôts d'avalanche sont ici beaucoup plus épais (quelques décimètres) que ne le sont ceux des grandes dunes actuelles. Leur granulométrie moyenne est aussi nettement plus élevée : autour de 1 mm au lieu de 200 µm.

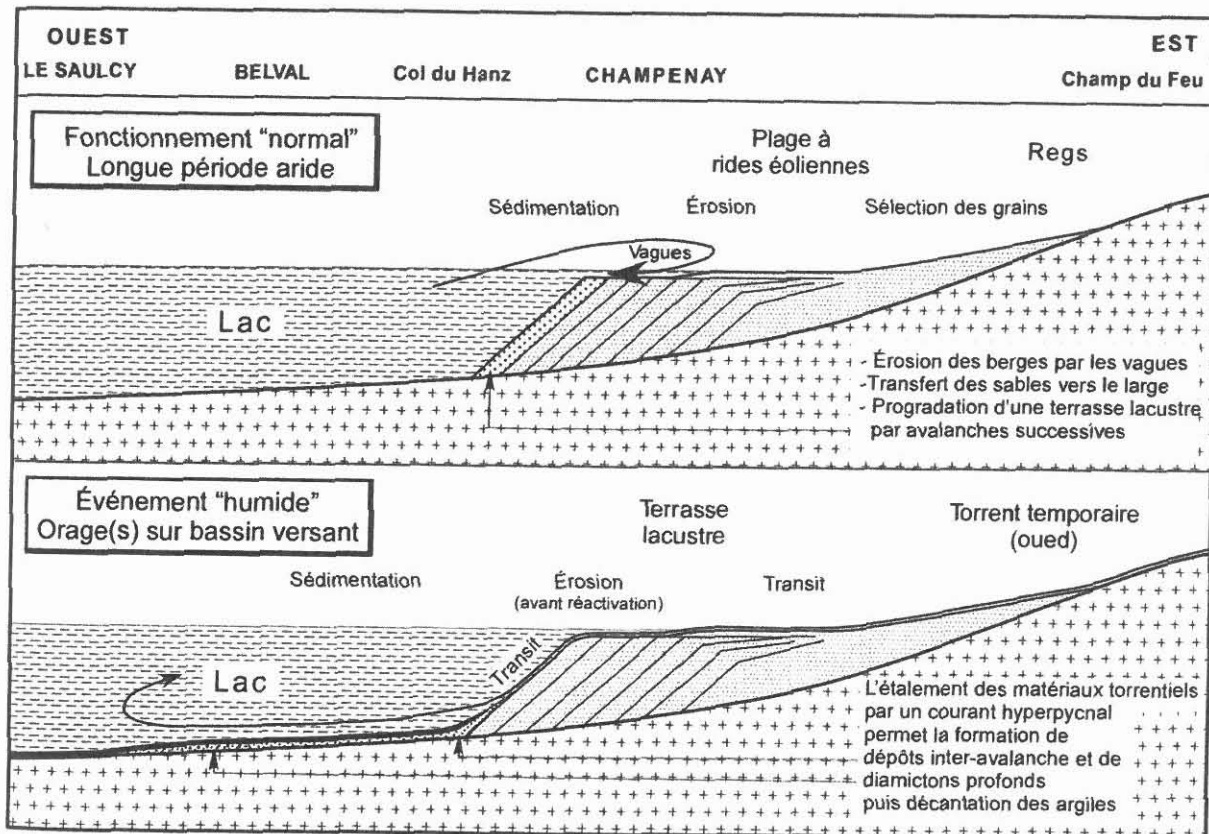
- Les dépôts inter-avalanches, localisés vers la base des faisceaux, sont ici très mal classés (avec quelques micas) et non structurés, alors que dans les grandes dunes actuelles ils sont essentiellement constitués de "feuilletés de translation ascendante subcritique" résultant de la migration de rides éoliennes (cf Arrêt n° 4).

- Les strates horizontales, intercalées entre les grands faisceaux, ne montrent aucune trace de dépôts "inter-dunaires" typiquement éoliens. Il s'agit de dépôts exclusivement subaquatiques : brèches grossières, grès psammitiques et épais lits argileux à fentes de dessiccation.

- Les paléocourants de dépôts déterminés dans ces strates, grâce aux linéations et aux cupules d'érosion en croissant, sont pratiquement identiques à ceux déduits des faisceaux sableux, et les surfaces internes de réactivation, parfois tapissées de galets, prouvent que les écoulements aqueux pouvaient passer par-dessus la crête des "dunes".

- A l'échelle du bassin, les directions de transport, déduites des faisceaux sableux, changent significativement d'un point à un autre en fonction de l'orientation de la bordure la plus proche. Ce ne devrait pas être le cas pour des dépôts éoliens.

L'interprétation la plus vraisemblable consiste donc à considérer les dépôts d'avalanche comme des éléments de terrasse lacustre, résultant du remaniement, par les vagues, de rides éoliennes résiduelles formées sur la grève. Les unités à stratification horizontale ou peu pentée, de même que les dépôts inter-avalanches, pourraient traduire un fonctionnement épisodique de type proche de celui d'un delta (Durand *et al.*, 1987).



Modèle de genèse du « faciès Champenay » dans l'hypothèse d'une origine lacustre.
Représentation schématisée sans échelle

Une étude plus récente (Swezey *et al.*, 1996) a confirmé l'origine lacustre des structures de Champenay, mais est revenue à l'hypothèse éolienne pour celles de Belval.

Des phases d'assèchement sont mises en évidence par des niveaux à fentes de dessiccation, souvent spectaculaires, dans les unités subhorizontales séparant les groupements de faisceaux successifs. L'absence de toute trace d'évaporite plaide pour une vidange par soutirage, les fluctuations de niveau du lac semblant avoir été contrôlées principalement par l'obstruction temporaire de l'exutoire à l'occasion d'apports torrentiels venus du sud : massif de Ban-de-Sapt.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANONYME (1910) - La miniature du graduel de la bibliothèque de Saint-Dié représentant les travaux des Mines de La Croix. *Bull. Soc. Philom. Vosg.*, 35, 167-191.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977) - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 1305-1320.
- BAROZ F. et BENZAKOUR A. (1989) - Le volcanisme permien des Vosges: une revue. In Châteauneuf J.-J. et Farjanel G. (coord.), Synthèse géologique des bassins permien français. Mém. BRGM, 128, p. 208-219.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., MONTENAT C. et VAN DEN DRIESSCHE J. (1996) - Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central : Tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 122, p. 227-241.
- BENECKE E. et WERVEKE L. VAN (1890) - Über das Rothliegende der Vogesen. *Mitt. geol. Landesamt. Els.-Lothr.*, 3, p. 45-103.
- BOULAY J.N. (1879) - Recherches de paléontologie végétale sur le terrain houiller des Vosges. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, p. 3-47.
- BROUTIN J., CHÂTEAUNEUF J.-J., GALTIER J. ET RONCHI A. (1999) - L'Autunien d'Autun reste-t-il une référence pour les dépôts continentaux du Permien inférieur d'Europe ? Apport des données paléobotaniques. *Géol. France*, 2, 17-31.
- CARASCO B. (1987) - Les grabens stéphano-permiens de l'Est de la France: Evolution tectono-sédimentaire, développement des faciès lacustres carbonatés et sapropéliques. Thèse Univ. Strasbourg, 161 p., 23 pl.
- CARASCO B. (1989) - Lacustrine sedimentation in a Permian intermontane basin: The Villé graben (Vosges, France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 70, p. 179-186.
- CHÂTEAUNEUF J.-J. (1989) - Le Permien français dans le contexte géodynamique et paléogéographique du socle varisque européen.. In Châteauneuf J.-J. et Farjanel G. (coord.), Synthèse géologique des bassins permien français. Mém. BRGM, 128, p. 273-278.
- CHOUBERT G. et GARDET G. (1935) - Contribution à l'étude du Permien des Vosges. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 8, p. 325-362.
- CHRÉTIEN J.-C. (1961) - Contribution à l'étude géologique et pétrographique de la région d'Étival-Nompatelize. DES Univ. Nancy, 45 p.
- DAMOTTE R., DURAND M. et LETHIERS F. (1996) - Découverte d'une faune d'ostracodes dans la Formation d'Albé (Permien basal, Vosges). *Géol. France*, 2, p. 82-87.
- DAUBREE A. (1852) - Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. E. Simon, Strasbourg, 499 p.
- DEROIN J.-P. (2005) - Permien. In A. Blicek (coord.), Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. géol. Nord*, (2), 11, p.159-167.

- DOUBINGER J. (1965) - Sur l'âge des gisements houillers des Vosges. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, p. 49-64.
- DUBOIS G. et DUBOIS C. (1955) - La géologie de l'Alsace: aperçu général et excursions géologiques. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 13, 310 p.
- DUFRENOY A. ÉLIE DE BEAUMONT L. (1841) - Explication de la Carte géologique de la France, tome 1, 825 p.
- DURAND M. (1994) - Le Permien des Vosges. Livret-guide de la 8^e excursion annuelle de l'Association des Géologues du Permien. 39 p.
- DURAND M. (2014) - Nordost-Frankreich. In Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. *Schriftenr. Dtsch. Ges. Geowissen.*, 69 p. 635-646.
- DURAND M. et BOURQUIN S. (2013) - Criteria for the identification of ventifacts in the geological record: A review and new insights. *C. R. Geoscience*, 345, p.111-125.
- DURAND M. et MEYER R. (1982) - Silicifications (silcrètes) et évaporites dans la Zone-Limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 35, p. 17-39.
- DURAND M., MEYER R. et NGOS S. (1987) - La Formation de Champenay dans le bassin permien de Champenay (Vosges) : reprise de matériel éolien en milieu lacustre. 1^{er} Congrès français de Sédimentologie, Paris, rés. p. 164-165.
- DURAND M., CHRÉTIEN J.C. et POINSIGNON J.M. (1994) - Des cônes de déjection permien au grand fleuve triasique : évolution de la sédimentation continentale dans les Vosges du Nord autour de - 250 Ma. Livret-guide d'excursion Congr. Natl. APBG, Pierron éd., Sarreguemines, 32 p. <http://www.ac-nancy-metz.fr/enseign/svt/ressourc/regional/apbg/fleuve.html>
- EDEL J.B. et SCHNEIDER J.L. (1995) - The Late Carboniferous to Early Triassic geodynamic evolution of Variscan Europe in the light of magnetic overprints in Early Permian rhyolites from the northern Vosges (France) and central Black Forest (Germany). *Geophys. J. Int.*, 122, p. 858-876.
- ELLER J.-P. VON (1976) - Vosges – Alsace. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 182 p.
- GEFFROY J. (1953) - Les minéralisations du granite et du complexe métamorphique de Raon-l'Étape. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 236, p. 1293-1295.
- GUILLAUME L. et MINOUX G. (1954) - Deux regards nouveaux sur le substratum antétriasique à l'W des Vosges: les forages de Ravenel et de Damblain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 4, p. 515-523.
- HEIM D. (1971) - Über den "Hygrophyllit" im Rotliegenden des Saar-Nahe Gebietes, ein Beitrag zur Diagenese pyroklastischer Gesteine. *Contr. Mineral. Petrol.*, 32, p. 149-164
- HILLY J. et HAGUENAUER B. (1979) - Lorraine – Champagne. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 216 p.
- HOLLINGER J. (1970) - Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 121 (1969), p.79-91.

- HOLLINGER J. (1975) - Stratigraphische und palaeogeographische Untersuchungen im Perm und Unteren Buntsandstein der Nordwest-Vogesen (Becken von Saint-Dié). Thèse Univ. Mainz, 169 p.
- HOLLINGER J. (1978) - Sur la genèse du Grès de Champenay (Vosges septentrionales). *Sci. Géol., Bull.*, 31, p. 95-104.
- HUNTER R.E. (1977a) - Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripples structures. *J. Sediment. Petrol.*, 47, p. 697-706.
- HUNTER R.E. (1977b) - Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, p.361-387.
- JUNG J. (1928) - Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 2, 481 p.
- KOCUREK G. et DOTT R. H. (1981) - Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian deposits. *J. Sediment. Petrol.*, 51, 579-595.
- KONRAD H.J. (1971) - Über die Verbreitung von Unterem Buntsandstein in den Nordvogesen. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 60, p. 258-262.
- LAUBACHER G. et ELLER J.P. VON (1966) - Contribution à l'étude géologique des dépôts permien du Bassin de Villé. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, p. 163-186.
- LOUGNON J. (1974) - Contribution à l'étude d'un gisement stratiforme de fluorine encaissé dans le Permien supérieur de la dépression de Saint-Dié (Vosges, France). *Sci. Géol., Bull.*, 27, p. 195-217.
- MILON Y. (1933) - Sur la présence de *Girvanella* dans les calcaires de Régný (Morvan) et de Villé (Vosges). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 70-72.
- MINOUX G. (1958) - Nouvelles observations sur la couverture triasique et son substratum dans la région occidentale des Vosges. Les forages de Vittel, Contrexéville et Lamarche. Résultats de la campagne de recherche hydrogéologique 1954-1958. *Bull. Soc. géol. France*, (6), 8, p. 213-236.
- MINOUX G. (1967) - Observations complémentaires sur la couverture triasique et son substratum dans la région occidentale des Vosges. Nouveaux forages dans les bassins de Vittel, Contrexéville et Martigny-les-Bains. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 9, p. 679-690.
- MOUGEOT J.A. (1839) - Compte rendu des objets d'histoire naturelle déposés au musée des Vosges en 1837. *Ann. Soc. Émul. Vosg.*, 3, p. 412-441.
- NGOS III S. (1987) - Étude sédimentologique des bassins permien de Saint-Dié et de Champenay (Vosges). Paléogéographie et tectonique. Thèse Univ. Nancy I, 205 p.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - North American stratigraphic code. *AAPG Bull.*, 67, p. 841-875.
- OEYNHAUSEN C. von, DECHEN H. von et LA ROCHE H. von (1825) - Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz, mit besonderer Rücksicht auf das Vorkommen des Steinsalzes. G.D.Bädecker, Essen, 346 p.
- REY J. coord. (1997) - Stratigraphie. Terminologie française. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, Mém. 19, 164 p.

- RENEVIER E. (1874) - Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leur synonymies et les principaux fossiles de chaque étage. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 13, p. 218-252.
- RENOUARD G. (1936) - Observations sur la stratigraphie et la flore des couches stéphanienues et permienues du bassin de Villé. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 3, p. 1-11.
- ROCCI G. et CHRÉTIEN J.C. (1963) - Le volcanisme permo-carbonifère de Nompattelize (Vosges). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 5, p. 232-238.
- RÖHLING H.G. (1991) - A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in Northwest German Lowlands and the German sector of the North Sea, based on gamma-ray and sonic logs. *Geol. Jahrb.*, A, 119, p. 3-24.
- ROSCHER et SCHNEIDER (2006) - Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. In Lucas S.G., Cassinis G. et Schneider J.W. (eds), Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology. *Geol. Soc. London spec. publ.* 265, p. 95-136.
- SCHNEIDER J.L., EDEL J.B. et MONTIGNY R. (1994) - Structural control on the volcanic facies geometry: the Permian rhyolitic volcanism of northern Vosges (France). A facies and paleomagnetic approach. 15th IAS regional meeting, Ischia, abstr. p. 378-379.
- SCHNEIDER J.W., OPLUŠTIL S. et SCHOLZE F. (2014) - CPC-2014 Field meeting on Carboniferous and Permian nonmarine – marine correlation. Excursion Guide. *Wiss. Mitt.*, 46, 121 p.
- SHEN S.-Z., SCHNEIDER J.W., ANGIOLINI L. et HENDERSON C.M. (2013) - The international Permian timescale: March 2013 update. *NM Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.*, 60, p. 411-416.
- STERZEL J.T. (1907) - Die karbon- und Rotliegendefloren im Grossherzogtum Baden. *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.*, 5, p. 347-892.
- STILLE H. (1920) - Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung. *Nachr. Ges. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.*, 1920, p. 218-224.
- SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993) - Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. *Z. Angew. Geol.*, 39, p. 21-22.
- SWEZEY C., DEYNOUX M. et JEANNETTE D. (1996) - Sandstone depositional environments of the Upper Permian Champenay Formation, Champenay Basin, northeastern France. *Sediment. Geol.*, 105, p. 91-103.
- VÉLAIN C. (1885) - Le Permien dans la région des Vosges. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 13, p. 536-564.
- ZEILLER R. (1894) - Notes sur la flore des couches permienues de Triembach (Alsace). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 22, p. 163-182.