



REMIREMONT

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

REMIREMONT

XXXV-19

La carte géologique à 1/50 000
REMIREMONT est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ÉPINAL (N° 85)
au sud : LURE (N° 100)

*La Haute Moselle
et la Moselotte*

Epinal	Bruyères	Gérardmer
Plombières- -les-Bains	REMIREMONT	Munster
Luxeuil- -les-Bains	Giromagny	Thann

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	3
<i>CONDITIONS DE RÉALISATION</i>	3
<i>PRÉSENTATION</i>	3
<i>CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE</i>	3
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	4
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES</i> ..	6
<i>FORMATIONS PRIMAIRES</i>	20
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	23
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	29
RISQUES NATURELS ET GÉNIE CIVIL	37
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	39
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	39
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	41
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	46
<i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE</i>	46
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	49
AUTEURS DE LA NOTICE	49

INTRODUCTION

CONDITIONS DE RÉALISATION

Pour le socle, la feuille Remiremont doit beaucoup aux leviers réalisés par J. Hameurt avant 1967 dans le cadre de ses travaux sur « les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes ». Sur la bordure méridionale, il a cependant fallu compléter les leviers de cet auteur.

Pour le bassin permien du Val-d'Ajol où les conditions d'affleurement sont médiocres, la carte a été dessinée en combinant les leviers de J. Hameurt, J. Hollinger, de la COGEMA et du B.R.G.M. (Division minière des Vosges).

Pour l'essentiel, la cartographie du Buntsandstein est l'œuvre de M. Durand.

Pour les formations superficielles, les leviers de J.-C. Flageollet et P. L. Vincent prennent en compte les minutes originales réalisées de 1930 à 1939 par G. Gardet à 1/20000 (plans directeurs de Remiremont et Saulxures) ainsi que les leviers effectués au cours du stage « Formations superficielles » de la Section d'études géologiques et minières (option géologie de l'ingénieur) de l'École des Mines de Paris (1976), feuille Remiremont 5-6 à l'échelle de 1/25000.

PRÉSENTATION

Le secteur couvert par la feuille Remiremont se trouve aux confins des Vosges moyennes et méridionales. Du point de vue administratif, l'essentiel appartient au département des Vosges et une faible partie au département de la Haute-Saône, à l'Ouest de la vallée de la Moselle et au Sud de la vallée de Méreille.

Environ les trois quarts de ce secteur sont drainés par le bassin de la Moselle et le reste par celui de la Saône (Augronne, Combeauté, Breuchin).

Le socle cristallin et cristallophyllien des Vosges centrales occupe la presque totalité de la feuille à l'exception du domaine des formations carbonifères (Culm) des Vosges méridionales qui apparaissent dans le Sud-Est et du fossé permien du Val-d'Ajol.

Vers l'Ouest et surtout le Nord-Ouest, le socle disparaît progressivement sous les grès du Buntsandstein qui représentent la terminaison orientale de la Vôge.

À l'Est de la Moselle, il ne subsiste que quelques témoins peu étendus de grès.

Au Quaternaire, ce secteur a été profondément marqué par le développement de glaciers.

Remarque sur la représentation des formations superficielles. Dans la région de Remiremont, des formations superficielles très variées occupent certainement plus des trois quarts du terrain. Aussi, afin de pouvoir représenter, malgré tout, d'une manière satisfaisante un substrat complexe, la cartographie des formations superficielles a été sensiblement allégée.

CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

Les altitudes des interfluves, qu'il s'agisse de plateaux ou de crêtes, augmentent régulièrement du Nord-Ouest au Sud-Est et les sommets s'inscrivent dans un plan d'inclinaison assez sensible et assez régulier : un peu plus de 1 000 m d'altitude à l'Est-Sud-Est, environ 500 m au Nord-Ouest. Ce plan incliné peut être considéré comme la restitution approximative d'une ancienne surface d'aplanissement qui s'était établie sur le socle cristallin à l'Est et qui tronquait en biseau la couverture gréseuse à l'Ouest, surface relevée ensuite au Tertiaire par le soulèvement général des Vosges. La disposition des affleurements de grès montre que ce relèvement a dû

être assez régulier. La morphologie actuelle est essentiellement le résultat du creusement des vallées et d'un façonnement général par les glaciers qui n'ont cependant pas fait disparaître l'allure générale de la surface d'érosion. Ainsi, est-il permis de penser que l'orientation des vallées de la Moselle et de la Moselotte, en aval de Rupt et Saulxures, est conforme à l'inclinaison de cette surface.

Cependant, comme il est possible de le voir localement, en particulier le long du fossé du Val-d'Ajol et de son prolongement vers le Nord-Est, certaines failles anciennes ont joué après le Trias, affectant sensiblement la surface d'érosion et influant ainsi directement sur certains traits du relief et du réseau hydrographique.

Mais, le plus souvent, les structures géologiques n'ont joué qu'un rôle passif et indirect au cours de la morphogénèse. Tout particulièrement l'existence de grands couloirs fracturés a favorisé, voire déterminé, le développement de nombreuses vallées, leur encaissement, leur élargissement, surtout au Quaternaire lorsque les roches étaient soumises au débitage par le gel et au défoncement par les courants glaciaires. Par contre, la lithologie ne semble guère avoir influencé le dessin des vallées, sauf pour des détails qui reflètent des variations lithologiques.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Cet aperçu évoque essentiellement les grands traits de l'histoire du domaine des Vosges moyennes et méridionales.

L'orogénèse hercynienne dite aussi varisque et les effets de l'orogénèse alpine ont donné aux Vosges l'essentiel de leur originalité actuelle.

Protérozoïque

L'âge et la nature des séries sédimentaires initiales demeurent hypothétiques, toutefois les séries gneissiques des Vosges moyennes présentent une certaine affinité lithologique avec les séries homologues du Moldanubien de Bohême (Précambrien supérieur).

Les seules marques connues de l'évolution géologique ancienne sont les effets de deux métamorphismes qui ont engendré et affecté les roches cristallophylliennes bien représentées dans les Vosges moyennes. D'après les dernières données géochronologiques (méthode Rb/Sr, M. Bonhomme et P. Fluck, 1974), le métamorphisme ancien, caractérisé par la genèse de disthène et de grenat (métamorphisme catazonal de haute température et de haute pression) serait lié à la phase avallonnienne à la fin du Précambrien (509 ± 14 M.A.). Le deuxième métamorphisme est caractérisé par la genèse de cordiérite (métamorphisme régional, mésozonal, de haute température et moyenne pression).

Paléozoïque

Ensuite, le socle gneissique de la zone occidentale vient chevaucher la zone axiale selon des plans peu inclinés (J. Hameurt, 1967). À la fin de ces mouvements (phase calédonienne) se mettraient en place le Granite fondamental développé par anatexie et le Granite syncinématique (395 ± 18 M.A., J. Hameurt et Ph. Vidal, 1973).

Au Dévonien, l'aire vosgienne était probablement en domaine marin. Aucun dépôt n'est connu dans le cadre de la feuille Remiremont.

Très peu représentés dans les Vosges moyennes, les dépôts d'âge viséen, faciès Culm (Carbonifère inférieur) occupent les deux tiers de la surface des Vosges du Sud.

Au Viséen inférieur, dans un bassin marin, correspondant à la partie centrale des Vosges du Sud, s'accumulent des sédiments détritiques fins selon un certain rythme (série d'Oderen). À cette sédimentation était associée un volcanisme sous-marin à spilites et albitophyres. À la limite approximative du Viséen inférieur et du Viséen supérieur, se produisirent, selon M. Ruhand et F. Lillié, les premiers plis de l'orogénèse hercynienne (phase sudète I) d'axe est—ouest, selon une tectonique

souple, accompagnée d'un métamorphisme anchizional. La mise en place du Granite intrusif des Ballons est plus ou moins contemporaine de cette phase (M. Coulon, 1973).

Au Viséen supérieur, les Vosges du Sud sont encore, au moins partiellement, occupées par un bassin marin.

À la fin du Viséen, intervient une seconde phase tectonique (phase sudète II). Les déformations les plus importantes dues à cette phase sont des plis semi-rigides d'axes NE—SW à plongement variable et une tectonique cassante, avec basculement de blocs. La grande dislocation de Retournemer s'est vraisemblablement produite lors de cette phase et l'intrusion des granites des Crêtes, de Ventron et du Bramont s'est faite le long de cet accident et tout particulièrement le long d'une branche incurvée de cette dislocation, soulignée par la vallée de la Moselotte de Cornimont à Saulxures. Lors de sa mise en place, le Granite des Crêtes aurait, par réaction sur le Granite fondamental, provoqué l'individualisation du Granite du Tholy. En outre, à partir du Granite des Crêtes d'importantes masses de microgranite se sont propagées à la faveur de la surface de décollement entre Granite fondamental et les terrains sédimentaires du Culm.

Les granites intrusifs du Tholy, de Remiremont et d'Épinal sont les manifestations de pulsations thermiques syntectonique ou tarditectonique.

D'après des mesures d'âge (Rb/Sr, M. Bonhomme, 1964 ; J. Hameurt, Ph. Vidal, 1973), la mise en place du Granite du Valtin est plus ou moins contemporaine de la phase asturienne. Des manifestations de tectonique cassante lui sont associées.

Les dépôts d'âge permien sont représentés dans le graben du Val-d'Ajol dont l'effondrement est, très probablement, lié à la phase tectonique saalienne et à la phase palatine. Au Val-d'Ajol, cette tectonique, accompagnée d'un volcanisme acide, réactive un accident séparant le Granite des Crêtes au Nord des gneiss plus anciens au Sud. Cette période permienne est marquée par la formation d'altérites rouge violacé, caractéristiques d'un climat chaud semi-aride dont les produits de démantèlement se déposent dans le secteur du Val-d'Ajol.

Secondaire

Au Trias inférieur, Buntsandstein, les Vosges sont progressivement recouvertes du Nord au Sud par des formations détritiques fluviales (sables et galets dont l'origine continentale lointaine doit être recherchée vers l'Ouest) et mises en place le long du Morvan par des courants NW—SE.

Ces dépôts envahissent progressivement le domaine de la feuille Remiremont du Nord au Sud-Ouest d'abord, avec des sables (Grès vosgien), puis des galets (Conglomérat principal) et ensuite à nouveau des sables au Buntsandstein supérieur, au cours duquel tout le secteur est recouvert par les Couches intermédiaires. Sur le territoire de la feuille, ces dépôts se terminent par les Grès à *Voltzia* avec lesquels commence à se faire sentir une influence marine qui se développe ensuite au Muschelkalk, mais dont il n'y a pas trace ici. Ensuite aucun dépôt postérieur au Muschelkalk n'est conservé dans les Vosges.

Tertiaire

C'est essentiellement en contrecoup de l'orogénèse alpine que s'individualise le massif vosgien actuel avec la formation du fossé rhénan. La plupart des failles post-triasiques et certaines minéralisations filoniennes à barytine, fluorine, galène, fer, pourraient être liées à cette période orogénique. Commencée au début de l'Oligocène, la mise à nu du socle hercynien des Vosges, déjà très avancée à la fin de cette période, se poursuit durant le Néogène. Le socle subit une intense altération à laquelle s'ajoute au Pliocène une incision du massif en larges vallées (J. Tricart, 1963).

Quaternaire

Au Quaternaire, le massif vosgien est particulièrement marqué par des phénomènes liés au froid : les glaciations et les processus périglaciaires. Les glaciers occupent des surfaces étendues dans la partie sud-ouest du massif depuis les hautes Vosges jusqu'aux plateaux de la Haute-Saône (Lure) et couvrent en particulier tout le secteur de la feuille Remiremont, au cours d'une période encore mal déterminée du Quaternaire.

Ils modèlent les hautes vallées (cirques glaciaires, surcreusements et élargissements des vallées en auge).

Des dépôts caractéristiques sont abandonnés à différentes reprises sur les sommets, les plateaux, les versants et dans les fonds de vallée. Les dépôts sont particulièrement importants dans les vallées de la Moselle et de la Moselotte.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES

pg. Péridotite serpentinisée à grenat. L'existence de lentilles de péridotite serpentinisée est connue depuis longtemps dans les Vosges moyennes. De nombreux géologues régionaux se sont intéressés à ces roches remarquables : de Billy, H. Hogard, Puton, Rozet, A. Delesse, J. Jung, J. Hameurt. Le plus bel affleurement se trouve précisément sur le territoire de la feuille Remiremont dans le Fossard à la Charme au Nord-Est de Sainte-Sabine.

Fait important, ces roches sont toujours associées aux formations leptynitiques. À l'affleurement les grenats sont en relief sur le fond sombre, brun à verdâtre, de la roche. La paragenèse originelle de ces péridotites est plus ou moins oblitérée par les phénomènes de kélyphitisation des grenats et la serpentinisation. Elle comporte du grenat pyrope, de la forstérite, un pyroxène monoclinique et de la picotite. Kélyphitisation et serpentinisation font apparaître des minéraux secondaires : amphibole brune, enstatite, diopside, spinelle et minéraux des serpentines.

Ces péridotites proviennent sans doute du manteau de l'écorce terrestre.

M². Leptynites granuleuses à grenat et biotite, granulites dégénérées. Les leptynites prédominent au Nord de l'axe Remiremont — Raon-aux-Bois, notamment dans la partie nord-ouest du Fossard et au Nord du ruisseau de Champée (affluent de la Niche).

Les leptynites granuleuses sont des roches massives très claires, blanches, beiges ou rose pâle, ponctuées de petites taches roses ou gris noirâtre et de paillettes de mica noir. Le grain, de 0,5 à 1 mm, est régulier. Les surfaces offertes aux intempéries sont granuleuses (comme un grès mal cimenté). Pour cette raison, ces faciès sont désignés comme leptynites granuleuses. À l'échelle de l'échantillon, elles sont *presque isotopes* et sur les cassures fraîches elles peuvent être prises pour un granite aplitique ; mais le plus souvent, des horizons d'épaisseur variable (lits, couches ou bancs) montrent des compositions un peu changeantes dessinant un litage flou. Ces légères variations lithologiques permettent souvent de reconnaître une *structure boudinée ancienne*. Il n'apparaît jamais de foliation métamorphique nette, même lorsque la biotite représente accidentellement quelques 5 % de la roche, car les paillettes de mica, cloisonnant les feldspaths, sont dépourvues d'orientation. L'orientation du litage est constante sur de grandes distances. Le passage aux formations lithologiquement distinctes lui est parallèle.

En lame mince, la texture est granoblastique. Les grains globuleux de grenat (de 0,1 à 0,5 mm) parsèment la roche. Les plus petits peuvent être inclus dans les feldspaths. Des écailles de *biotite* dont la taille ne dépasse pas 0,2 mm s'intercalent sans orientation entre les feldspaths et ont une tendance cloisonnante. Des nids

d'hercynite en cristaux automorphes sont inclus dans les feldspaths. Les grains xénomorphes *d'orthose*, atteignant exceptionnellement 4 mm, ne sont jamais maclés. Les relations avec le plagioclase sont variées dans une même lame. Les grains de *plagioclase* sont globuleux. La macle de l'albite s'y manifeste seule. Les cristaux ramifiés de quartz, souvent allongés, ont des contours lobés et de ce fait paraissent envahissants. Ce type de leptynite contient accidentellement des taches de cordiérite vert clair, entourées d'une zone leucocrate. Elles ont une structure en tamis.

À Saint-Nabord, la roche est isogranulaire et la taille des cristaux atteint 1,5 mm. On ne trouve plus d'hercynite et le grenat paraît corrodé ; la biotite est plus abondante. Parallèlement, les perthites se diluent en taches et les plagioclases sont plus trapus.

Localement, il est possible d'observer un type particulier de leptynites très clair à grain très fin qui fait penser à des reliques d'une roche granulitique au sein des leptynites granuleuses. Ce type de leptynites se rencontre en bordure du gisement de péridotite de la Charme. Ces roches très claires, à grain très fin, pratiquement dépourvues de biotite mais ponctuées de minuscules grenats roses, forment des bancs concordants ou des boudins dans des leptynites à grain plus distinct contenant davantage de biotite.

Les échantillons collectés à la Charme sont constitués de portions irrégulièrement colorées dont le mode d'association rappelle les ultramytonites. Cependant, l'examen microscopique montre que la masse quartzo-feldspathique est totalement dépourvue d'orientation. Une foliation métamorphique est pourtant discrètement dessinée par des *agrégats fuselés*, en forme de losanges allongés parallèlement, qui atteignent 2 mm. Ils sont constitués par des *grains bacillaires d'hercynite*, associés à du plagioclase. Un halo, épais de 0,5 mm, hololeucocrate, de plagioclase et de quartz entoure les agrégats d'hercynite.

Ces leptynites très claires possèdent de nombreux caractères du faciès granulitique qui conduisent à supposer que ce sont d'anciennes granulites «dégénérées» au cours de la succession complexe des événements pétrogénétiques qui ont affecté le massif vosgien.

M². Gneiss granitiques (Migmatites de Gerbépal). Cette rubrique regroupe un ensemble de roches gneissiques plus ou moins bien litées parfois à tendance granitique, situées à la périphérie des leptynites. Les différents faciès sont intimement associés, de sorte qu'il n'est guère possible de les différencier sur la carte. Ils peuvent alterner en bancs d'épaisseur variable aux limites nettes ou floues. Les faciès lités se présentent généralement en enclaves boudinées, plus rarement en bancs au sein de faciès à biotite ou cordiérite. Parfois, ils sont fragmentés et inclus dans des granites nébulitiques.

- *Les gneiss finement lités* sont hololeucocrates ou simplement leucocrates. Une foliation nettement marquée est dessinée par de très minces feuillettes de biotite presque toujours parfaitement plats, espacés de 1 ou 2 mm.

En lames minces, *les faciès dont le grain est le plus fin* (0,1 mm) montrent que la foliation est aussi marquée par la distribution des minéraux blancs. Il existe des feuillettes de plagioclase presque seul, contenant des alignements d'aiguilles de sillimanite partiellement muscovitisée et des cristaux de biotite corrodés. Ils sont séparés par des feuillettes où le quartz s'associe à des cristaux d'orthose allongés parallèlement à la foliation. Presque toute la biotite se place dans ces feuillettes en lamelles très aplaties et strictement alignées. Cette texture finement rubanée paraît résulter d'une différenciation métamorphique dans laquelle le quartz, l'orthose et la biotite seraient plus mobiles que le plagioclase.

Les faciès à grain un peu plus fort (0,4 mm) *plus fréquents* donnent l'impression que la totalité de la roche a recristallisé. Là aussi la structure orientée est dessinée par les alignements de paillettes de biotite mince et dentelée mais aussi par les cristaux d'orthose allongés. Ils sont pressés les uns contre les autres et parfois cloisonnés par des aiguilles de sillimanite.

- *Les gneiss à foliation estompée* sont constitués des mêmes minéraux mais le grain peut atteindre 0,5 à 0,6 mm en moyenne. Tous les aspects antérieurement décrits se

retrouvent dans ces roches, en particulier l'orientation de l'orthose et celle des fibres résiduelles de sillimanite. La distinction fondamentale tient à la distribution de la biotite qui s'éparpille dans la roche en gardant un parallélisme approché. En outre, ces portions sont moins riches en feldspath potassique et des compositions de granite calco-alcalin ou de granodiorite semblables à celles des nébulites à grenat peuvent y être observées. La cordiérite en grains ou en taches non auréolées de quartz et de feldspath y est observable.

- Les *gneiss granitiques hololeucocrates à agrégats lamellaires de biotite* sont de couleur rose clair. La biotite dessine de petits tirets non alignés mais parallèles à la structure d'ensemble, distribués régulièrement ou en traînées. Ce ne sont pas des lamelles monocristallines mais des agrégats discoïdes qui impriment une linéation à la roche. Dans les sections perpendiculaires à la linéation, ces agrégats amorcent un dessin réticulé.

En lame mince, la texture est granoblastique, en mosaïque subéquigrulaire. Le grain est de 0,5 mm, sauf celui de l'orthose dont les cristaux allongés dessinent des bandelettes parallèles à la linéation et ont 0,5 x 2 mm de dimensions extrêmes.

Pétrographiquement, ces faciès sont étroitement apparentés aux précédents. Ils s'en distinguent par leur composition hololeucocrate et par l'importance des recristallisations.

- Les *gneiss granitiques à cordiérite* ne diffèrent des précédents que par la présence de la cordiérite. Ce minéral peut se présenter soit en individus subautomorphes et disséminés dans des roches relativement calciques dont le plagioclase est de l'oligoclase, soit en taches auréolées d'un halo hololeucocrate, dans des roches moins calciques. Les taches sont parfois un peu étirées mais le plus souvent elles sont globuleuses. Ceci est démonstratif d'une cristallisation postérieure à l'acquisition de la structure planaire ou linéaire.

Dans les taches, la cordiérite constitue un tamis enserrant des grains de quartz. Sa cristallisation semble s'être accompagnée d'une différenciation locale, avec formation d'une écorce de composition aplitique.

- Les *granites nébulitiques* apparaissent sporadiquement dans les migmatites de Gerbépal. Ils ont l'apparence d'un granite nébulitique à grain fin, parfois à cordiérite.

En lame mince, la texture apparaît tout à fait différente de celle des faciès précédents mais, le plus souvent, des minéraux ou des agrégats de minéraux rappellent des aspects typiques de ces faciès.

Le grain est nettement accru puisqu'il est de 1 mm en moyenne. Les plagioclases prennent des formes subautomorphes trapues. La biotite tend à former des individus épais, subautomorphes. Le feldspath potassique est encore xénomorphe mais ses cristaux ont des tailles importantes (jusqu'à 3 mm) et ils n'ont plus l'allongement typique des autres faciès. De la muscovite se développe tardivement, parfois en lamelles visibles à l'œil nu.

Comme dans les autres faciès, les granites nébulitiques contiennent des quantités accessoires de grenat en minuscules inclusions dans les feldspaths. La sillimanite, lorsqu'elle subsiste, est toujours incluse dans le plagioclase.

Mγ. Migmatites porphyroblastiques à enclaves. Ces roches se montrent en d'assez nombreux endroits de la zone occidentale du massif vosgien mais leur développement est généralement restreint. Sur le territoire de la feuille Remiremont, elles affleurent sur 1 à 2 km² seulement au cœur du Fossard.

Elles sont constituées d'enclaves sombres gneissiques à grain fin, micacées, ou amphiboliques, ou pyroxéniques au sein d'une matrice granodioritique.

Les formes et les rapports géométriques des enclaves avec la matrice environnante conduisent à leur accorder la signification de « boudins ». La matrice hétérogène s'est moulée autour des enclaves. La texture est granoblastique cloisonnée, du type de celle des gneiss perlés. Presque toujours, cette matrice est envahie par des phénoblastes de microcline, irrégulièrement dans les zones riches en enclaves, abondamment, ou surabondamment même, ailleurs.

N. Nébulites à grenat. Les nébulites à grenat affleurent dans le Fossard à la limite nord de la feuille ainsi que le long de la route D24 au Sud-Est de Raon-aux-Bois.

À Méhachamp sur la bordure est de la vallée de la Moselle, le long de la D42, une carrière ouverte dans un affleurement de moins d'un kilomètre carré permet d'observer aisément ces nébulites. Lorsqu'elle est fraîche, la roche est bleu verdâtre et peut apparaître presque homogène. Les surfaces légèrement altérées sont plus parlantes car les variations de teinte sont plus nettes. La structure nébulitique tient à une distribution hétérogène des minéraux colorés, en traînées ou en bancs à bords flous qui ne sont ni plissés ni contournés comme c'est habituellement le cas dans les nébulites.

Lorsque les variations de composition sont assez tranchées, l'allure est celle d'un litage régulier. Celui-ci se produit même à des échelles variées. À très petite échelle des lits flous leucocrates s'amorcent, épais de 1 à 2 mm. Ils peuvent s'épaissir jusqu'à quelques centimètres. Ils s'interpénètrent avec les lits sombres en se biseautant (allure de plis étirés). Ceci se retrouve à l'échelle métrique. La composition de chaque banc est homogène.

Localement apparaissent des enclaves ovoïdes sombres de nature pyroxénique, dont la taille va de celle d'une noisette à celle d'une tête. Les perturbations qu'elles introduisent dans la structure de leur environnement immédiat sont caractéristiques d'un boudinage. Cette constatation, ici plus évidente que dans les leptynites, jointe à l'observation de plis très étirés, conduit à admettre que cette série a subi d'importants phénomènes tectoniques.

Macroscopiquement, se reconnaît du grenat en certains endroits, comme à Méhachamp où ses cristaux atteignent plusieurs millimètres, mais ce minéral tend à disparaître. De la cordiérite est souvent présente en grains isolés ou en taches non ourlées de quartz et de feldspath. Elle existe aussi dans les intercalations plus leucocrates. Les paillettes de biotite xénomorphe cloisonnent les feldspaths globuleux, millimétriques ou bimillimétriques. Les minéraux, agencés dans une texture typiquement granoblastique cloisonnée, avec un grain de 1 à 2 mm, sont les suivants : quartz, orthose, plagioclase, biotite, grenat, cordiérite, spinelle, apatite, zircon. Au total, bien que la composition de ces roches varie dans d'assez larges limites, leurs caractères pétrographiques demeurent constants. Ces caractères sont par ailleurs ceux des leptynites, granuleuses à biotite. Ils ont été acquis simultanément par les deux formations. On peut y constater les progrès d'une recristallisation évolutive au cours de laquelle le grenat perd son importance. Localement, comme dans les leptynites, de la muscovite secondaire peut apparaître.

$\gamma^1\text{-}^2\zeta.\gamma^3\zeta$. **Granito-Gneiss.** Ce terme s'applique à des formations complexes constituées de roches granitoïdes, de composition changeante en couches alternant à des échelles variées, avec des passages tantôt flous tantôt brusques, et qui comporte des intercalations restreintes franchement gneissiques. Les granito-gneiss n'avaient pas été distingués sur les cartes antérieures.

Dans le cadre de la feuille Remiremont, les granito-gneiss se trouvent en bordure des gneiss perlés du Val-d'Ajol, essentiellement à l'Ouest de la vallée de la Moselle et au Sud-Est de la Combauté, où ils s'étendent sur environ 20 km². Dans ce secteur, il est possible de distinguer deux faciès :

- granito-gneiss clairs à biotite,
- granito-gneiss mésocrate à biotite et amphibole.

Cependant, il est difficile de les délimiter : ils ne sont distingués sur la carte que par des notations différentes.

$\gamma^3\zeta$. **Granito-gneiss mésocrate à biotite et amphibole.** Il est particulièrement fréquent en bordure de la vallée de la Moselle où il prédomine largement.

Sur la crête dominant la vallée de la Moselle (bois de Giraultfaihy), des phénoblastes elliptiques lui donnent un aspect œillé. Les minéraux colorés dessinent des feuilletés discontinus contournant les phénoblastes ou des amorces de rubans quartzo-feldspathiques. La roche a alors une *foliation fruste*. Certains bancs ont une structure planaire moins nette, avec des phénocristaux soit rectangulaires et allongés

parallèlement les uns aux autres, soit losangiques couchés suivant la grande diagonale.

Ils ont la composition minéralogique suivante : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, actinote, apatite, allanite, sphène, zircon ou xénotime.

À la Mollière-d'Amont, non loin du Girmont-Val-d'Ajol, les minéraux colorés dessinent des cloisons sinueuses contournant des minéraux ou des groupes de minéraux. Ils sont parfois rassemblés en loupes. Il a été observé un résidu gneissique ancien, épais de 5 mm, finement cristallisé et dépourvu de quartz orienté de la même façon. L'actinote se cantonne dans les rassemblements de minéraux colorés. Alors que la morphologie globale de ces cloisons sinueuses a indubitablement une origine tectonique, la biotite qui les compose n'est pas ployée. Ces aspects texturaux indiquent qu'une telle roche résulte de la recristallisation de gneiss. La recristallisation a été perturbée par des étapes cataclastiques mais elle s'est achevée dans un climat atectonique. Le quartz forme des fuseaux qui cloisonnent les feldspaths et englobent la biotite ; il s'insère aussi entre les fragments de feldspath séparés par étirements. Le plagioclase est en grains globuleux de 2 à 5 mm, cloisonnés, maclés suivant la loi de l'albite. Localement, à la bordure des cristaux importants, il en existe aussi en une fine poussière. Elle semble correspondre à la mouture résultant d'une cataclase, non entièrement résorbée par la recristallisation. Quelques cristaux s'achèvent en pointes, d'autres sont fracturés, d'autres encore ont des macles tordues. Tous ces aspects sont à rapporter à des *phénomènes d'écrasement et de laminage*. Le *feldspath potassique*, peu abondant, est en grands cristaux (8 mm) xénomorphes mais allongés qui contiennent des inclusions non orientées et xénomorphes de quartz, de biotite, d'actinote et surtout de plagioclase. Au contact du plagioclase, il est très envahissant.

Les autres aspects observés peuvent être définis par rapport à ce qui vient d'être décrit. Les minéraux colorés s'individualisent plus nettement dans certains échantillons où l'actinote forme des prismes nets et la biotite des tablettes. Les cristaux de feldspath potassique sont alors plus automorphes, de section rectangulaire allongée. Ces aspects peuvent être rapportés à une *cristallisation prolongée en climat atectonique*.

Dans d'autres cas au contraire, les dernières déformations ont été suivies seulement d'une recristallisation partielle. Les cloisons de biotite sont alors amincies et fuselées, les cristaux d'actinote fragmentés et, autour des gros cristaux, il subsiste une couronne de feldspaths moulus. Seuls les cristaux de quartz sont réorganisés.

γ^{1-2} ζ . *Granito-gneiss clair à biotite*. Il se distingue sur le terrain par une coloration beaucoup plus claire dans les beiges. La foliation ne s'y manifeste pas, les minéraux colorés étant en trop faible abondance. Cependant la structure orientée est encore évidente, marquée surtout par des troupeaux de phénoblastes à nette tendance automorphe, aplatis parallèlement à des traînées plus claires ou plus sombres. La biotite cloisonne les feldspaths qui, dans les échantillons les moins tectonisés, ont l'aspect de ceux des plagioblastites.

Sauf l'absence, ici totale, de l'actinote, la composition minéralogique est la même que celle du type précédent. Les aspects texturaux de détail sont identiques ; cependant, la biotite, capable de jouer un rôle lubrifiant, est ici en moindre quantité, les cristaux de feldspath sont souvent érodés. Les produits de leur mouture les entourent et dessinent des cloisons sineuses formées de très petits grains (0,1 mm). En résumé, malgré d'importantes variations de composition, les granito-gneiss ont des aspects texturaux communs, remarquables et originaux.

Ils sont nettement *granoblastiques* et portent la marque de *déformations intimes* plus ou moins marquées, intervenues à divers moments de leur cristallisation et, semble-t-il, à de *multiples reprises*.

Par leur aptitude mécanique, les types les plus clairs se montrent sensibles à

la cataclase qui s'y est déroulée tardivement, alors que la capacité de recristallisation était très amoindrie.

Les granito-gneiss résulteraient d'une importante potassification métasomatique de séries gneissiques ou volcano-sédimentaires (Val-d'Ajol). L'intervention d'une microcataclase généralisée serait déterminante pour la progression de la métasomatose qui ne s'accompagne pas d'homogénéisation. *Le climat des recristallisations* est celui du sous-faciès à andalousite-cordiérite-muscovite. Ils se situeraient à la fin du second cycle métamorphique reconnu dans les unités cristallophylliennes situées plus au Nord, sans doute de peu antérieur à la formation du Granite fondamental.

ζ. **Gneiss perlés du Val-d'Ajol à grenat et cordiérite.** Des gneiss furent signalés au Val-d'Ajol dès le milieu du siècle dernier. Ils ont attiré surtout l'attention parce qu'ils contiennent quelques lentilles d'amphibolites, roches relativement rares sur le versant occidental des Vosges. Les conditions d'affleurement sont mauvaises. Cette formation cristallophyllienne, la plus méridionale des Vosges, isolée au milieu de granites et granito-gneiss, est incomplètement dégagée de la couverture permo-triasique vers le Sud. Au Nord-Ouest elle est limitée par la faille bordière nord-ouest du bassin permien du Val-d'Ajol. Les affleurements sont particulièrement rares vers le Sud-Est où la limite des gneiss ne peut être observée.

La limite orientale est floue. Au Nord du Girmont, d'Ouest en Est (autant que la discontinuité des affleurements permet d'en juger), les gneiss perlés passent graduellement à des granito-gneiss à biotite et amphibole rare, possédant la même orientation nord-sud et le même pendage vers l'Ouest. Au Sud et à l'Est d'Hamanxard, les granito-gneiss sont orientés est-ouest et s'inclinent vers le Sud ; plus au Nord-Est (Rochotte) se retrouvent des gneiss perlés de même orientation et il semblerait que les granito-gneiss surmontent les gneiss mais l'existence probable d'une faille séparant les deux formations conduit à considérer cette hypothèse avec circonspection.

La médiocrité et la rareté des affleurements ne permettent guère de se faire une idée bien claire de la structure des gneiss. Cependant, il semblerait que, dans l'ensemble, les gneiss du Val-d'Ajol surmontent en conformité de structure les granito-gneiss auxquels ils semblent passer progressivement.

Les gneiss du Val-d'Ajol présentent divers aspects. De très loin, le faciès le plus répandu est celui des gneiss *perlés*, le plus souvent à plagioblastes millimétriques. La foliation est toujours diluée, la texture étant très nettement cloisonnée (amont de la cascade du Géhard). Les faciès très chargés en biotite et surtout les faciès à cordiérite font presque défaut. La composition la plus fréquente est celle de diorite quartzique à biotite et parfois, le feldspath potassique étant représenté, une tendance monzonitique se manifeste.

Des faciès beaucoup plus leucocrates encore sont fréquents. Le feldspath potassique ne semble pas participer à leur composition mais seulement le plagioclase et le quartz abondant. La proportion de biotite est restreinte.

Le graphite semble absent mais des minéraux opaques dont les sections ont des contours capricieux et qui sont associés à de petits cristaux d'apatite sont fréquents.

Les amphibolites sont les seuls accidents lithologiques, ce qui les rend d'autant plus remarquables : au moulin et à la cascade du Géhard, à l'Est de Faymont en montant au Rabauchamp, à la Houssière, au Val-d'Ajol au-dessus de la brasserie et au Sud à Banvoie. Contrairement à ce qu'indique la notice explicative de la carte Lure à 1/80000, si les lentilles d'amphibolite sont assez fréquentes elles ne sont jamais puissantes. En raison de leurs dimensions modestes, elles ne figurent pas sur la carte. Leur altération n'est pas serpentineuse.

Dans les gneiss du Val-d'Ajol, les séquences quartzitiques et calcareuses sont absentes et les horizons alumineux et magnésiens rares. Les compositions de roches ignées sont par contre très répandues, particulièrement celles de diorites quartziques, mais aussi celles, épisodiques, de roches basiques. Cette formation est cependant

indubitablement stratifiée et les relations des amphibolites avec des gneiss leptyniques évoquent la *sédimentation de produits pyroclastiques fins*.

Les gneiss du Val-d'Ajol pourraient être le produit du métamorphisme d'une série volcano-sédimentaire, peut-être grauwackeuse pour partie, mais très peu argileuse.

La plupart des amphibolites ont un grain régulier et une texture cristallophyllienne. et, localement, leurs conditions de gisement conduisent à supposer qu'elles résultent du métamorphisme de tufs. D'autres plus rares étaient initialement des roches porphyriques.

Les gneiss du Val-d'Ajol ont été intensément pénétrés par des granites hololeucocrates avant de subir une importante recristallisation qui a développé le faciès de gneiss perlés.

$F\gamma^{1-2}$, $F\gamma^3$. Granite fondamental. L'expression *granite fondamental* recouvre l'ensemble des granites anciens non orientés. Ils sont ainsi qualifiés parce qu'au moment de la mise en place de la génération suivante de granites, ils se trouvaient associés aux formations cristallophylliennes et constituaient les fondations de l'édifice géologiques.

Suivant que l'actinote est présente ou absente, il est distingué un *type à biotite et amphibole* $F\gamma^3$ et un *type à biotite* $F\gamma^{1-2}$. Ces deux types possèdent par ailleurs les mêmes caractères pétrographiques ; c'est toujours un granite à grain moyen à fin, plus ou moins porphyroïde. Des affleurements situés sur la route joignant Rochesson à la vallée de Menaurupt sont caractéristiques du type à biotite ; ceux de la vallée de la Moselle, en amont de Rupt, sont du type à biotite et amphibole.

Bien que d'importantes masses de granites l'aient postérieurement envahi, le Granite fondamental est celui des Vosges moyennes qui couvre les plus grandes surfaces, soit plus de 200 km² sur le seul versant lorrain dont une grande partie est située dans le périmètre de la feuille Remiremont surtout au Nord de la Moselle.

Le Granite fondamental s'observe d'une manière très inégale ; d'un point à l'autre il est très souvent masqué par des formations glaciaires.

Dans le secteur de Rupt, la vallée de la Moselle marque la limite entre les granito-gneiss et le Granite fondamental. Cependant, à en juger par les affleurements situés à l'Ouest de Lepage, le *contact serait diffus*. D'Ouest en Est, l'orientation des minéraux et l'hétérogénéité responsables de la structure des granito-gneiss s'estompent graduellement. Vers le Sud-Est, il n'est pas exclu qu'une faille sépare, dans l'axe de la vallée de la Moselle, les granito-gneiss très nettement structurés au Sud du Granite fondamental à biotite au Nord.

Au Sud, des masses complexes de microsénite quartzifère, formées d'injections répétées, s'interposent presque constamment entre le Granite fondamental et les terrains volcaniques et sédimentaires du Culm. Quelques filons recoupent le granite.

Le Granite fondamental ne manifeste pas de tendance à la déformation plastique à l'approche des grandes fractures qui seraient donc postérieures à son induration. L'activité tectonique le long des grandes fractures s'est échelonnée sur une longue période. Débutée au Viséen, elle s'est poursuivie jusqu'après le dépôt des grès secondaires.

Chacun des deux types de granite signalés occupe un domaine déterminé. Le granite à biotite et amphibole se cantonne dans la partie méridionale au point d'être presque exclusivement représenté au Sud des granites intrusifs. Inversement, le type à biotite est seul présent au Nord. Les deux types passent graduellement l'un à l'autre mais les termes transitionnels ont une importance restreinte comparativement aux surfaces occupées par chacun des types caractérisés.

Dans le Granite fondamental, les accidents pétrographiques sont rares au point de passer pour exceptionnels. Cependant, de *légères variations* d'un affleurement à l'autre, portant sur l'aspect plus ou moins nettement porphyroïde, sur la forme des phénocristaux, sur la taille du grain, sur la structure plus ou moins cloisonnée et sur l'isotropie plus ou moins parfaite, donnent l'impression d'une certaine hétérogénéité.

Celle-ci n'est cependant jamais suffisante pour ne pas reconnaître le Granite fondamental.

Les aplites et les pegmatites sont extrêmement rares et lorsqu'elles existent, il est fréquemment possible de les rapporter aux granites postérieurs.

Les faciès de bordure sont inexistant ; il n'y a pas non plus de cortège microgrenu associé.

Les enclaves elles aussi sont rares.

Le faciès à biotite seule et celui où la biotite est accompagnée d'actinote ont plus de caractères communs que de traits distinctifs. L'amphibole n'est jamais abondante et seul un examen attentif permet de la reconnaître. Toutefois, lorsqu'elle est présente, l'attention est préalablement attirée par la coloration plus soutenue de la roche. Le faciès à biotite et actinote contient entre 11 et 21 % de minéraux colorés, dont 0,2 à 3,5 d'amphibole, et le faciès à biotite seule 8 % au plus.

Le Granite fondamental est une roche d'un gris plus ou moins soutenu, mêlé souvent de brun-rouge lorsqu'elle est un peu altérée. La matrice a un grain moyen à fin de 1 à 2 mm. Les minéraux colorés, régulièrement disséminés, affectent parfois une allure un peu cloisonnée. Ailleurs, certains cristaux ont un développement anormalement grand et quelques paillettes de biotite ou quelques baguettes d'amphibole atteignent 1 cm. Le quartz est blanc grisâtre. Par sa coloration blanche, le feldspath potassique se distingue du plagioclase, en grains globuleux, dont la teinte va du beige au rouge-brun. Les dimensions des phénocristaux de feldspath potassique demeurent modestes, de l'ordre du centimètre. Il en est toujours quelques-uns de forme nettement rectangulaire. Localement et d'une façon générale, en s'approchant des granites intrusifs, les phénocristaux acquièrent une morphologie plus trapue et moins strictement automorphe.

Le Granite fondamental qui est un peu hétérogène d'un affleurement à l'autre, et parfois sur un même affleurement, est homogène à l'échelle de l'échantillon.

La composition minéralogique de ces granites est simple. Les proportions modales indiquées entre parenthèses sont les valeurs extrêmes enregistrées ; elles sont suivies de la valeur moyenne.

Type à biotite (6 échantillons)

quartz : (24 - 29) 26 %	biotite : (5 - 8) 6,2 %
orthose : (25 - 43) 36 %	muscovite : (0,5 - 2,5) 1,5 %
albite—oligoclase : (23 - 40) 30 %	pinite : 0,5 %
	apatite
	minéraux opaques

Type à biotite et amphibole (8 échantillons)

quartz : (13 - 33) 25,5 %	biotite : (11 - 18) 14 %
orthose : (17 - 37) 27 %	actinote : (0,2 - 3,5) 1,7 %
oligoclase (albite) : (24 - 26) 31 %	apatite : 0,2 %
	sphène : 0,2 %
	allanite

Les minéraux colorés étant moins nombreux dans le type à biotite, la texture cloisonnée peut y régresser jusqu'à n'être plus apparente. Certaines modifications sont commandées par la variation minéralogique, mais les aspects des minéraux communs aux deux types, en particulier des feldspaths, sont entièrement conservés.

Des modifications constantes interviennent à l'approche des granites intrusifs. Si la roche conserve sensiblement le même aspect macroscopique, on reconnaît en lames minces de nettes différences.

L'analyse chimique montre que les termes intermédiaires sont rares et apportent la preuve que les deux types distingués correspondent à deux stocks chimiquement individualisés.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Granite à biotite	71,10	14,74	2,05	0,04	1,00	0,93	3,37	5,71	0,32
Granite à biotite et amphibole	66,30	14,20	3,41	0,07	2,76	2,01	3,00	5,93	0,65

La tendance granodioritique et une nature excessivement potassique et magnésienne sont les deux caractères les plus remarquables du granite à biotite et amphibole qui forment ainsi une unité géologique et pétrographique.

Dans chacun des deux types, la variété des aspects pétrographiques peut être présentée en une évolution dans laquelle chaque terme possède des caractères nouveaux de plus en plus marqués et des caractères anciens de plus en plus estompés. Elle pourrait commencer aux granito-gneiss et se poursuivre par des termes dans lesquels les cloisons sont progressivement diluées sans que les feldspaths soient fortement zonés. Ultérieurement, et en s'approchant du domaine des granites intrusifs postérieurs, des recristallisations se généralisent tendant à donner aux différents minéraux des aspects qui sont parfaitement développés dans les granites intrusifs.

Les derniers processus ne s'accompagnent d'aucune modification chimique sensible. Quoi qu'il en soit, l'intrusion du Granite fondamental est contemporaine d'un événement tectonique important qui fait chevaucher la zone occidentale des Vosges moyennes sur la zone axiale. Cet événement remonterait à 395 ± 18 M. A. (J. Hameurt et Ph. Vidal, 1973), âge livré par le Granite fondamental (méthode Rb/Sr) contemporain de l'orogénèse calédonienne.

• *Granites syncinématiques*. Une surcharge spéciale sur la teinte donnée au Granite fondamental indique des granites syncinématiques.

L'expression *granites syncinématiques* est utilisée pour désigner une gamme assez étendue d'aspects pétrographiques qui ont en commun une structure orientée ou laminée à divers degrés. Ils affleurent surtout bien dans le vallon de Cellet (feuille Remiremont) et dans la vallée de Straiture (feuille Gérardmer). Ils occupent la limite entre la Zone occidentale et la Zone axiale, matérialisant une surface architecturale maîtresse du massif.

Sur le territoire de la feuille Remiremont, cette formation emprunte le vallon de Cellet, enjambe la crête qui le sépare de la vallée de Manaurupt et, après un décalage vers l'Ouest, escalade le Mettey à l'Est de Vagney.

Dans le vallon de Cellet, les affleurements situés au bas de la piste de ski de la Sotière, de nature granitique, sont marqués par un puissant laminage qui épargne à peine quelques phénoclastes. Les surfaces de friction orientées N 130° - 165° E sont marquées de stries orientées N 60° E. Le sens du mouvement correspond au déplacement de la Zone occidentale en direction du Sud-Ouest. Il est donc de même direction et de même sens que dans le val de Straiture. Sur plusieurs affleurements situés au bord du chemin, des filons de microsyénite à bordure de refroidissement ne sont affectés par aucune déformation. Sur les affleurements qui se succèdent sur 500 m, l'intensité des phénomènes de laminage va décroissante. Dans les stades intermédiaires, le granite porphyroïde est orienté. Déjà à ce stade, mais surtout à la fin de la coupe, on reconnaît qu'il s'agit du Granite fondamental à biotite.

Sur le flanc nord de la vallée de Manaurupt. Une coupe semblable peut y être faite. L'intensité du laminage dans le Granite fondamental n'est pas régulièrement

décroissante, mais récurrente. La colline du Mettey, à l'Est de Vagney, fournit une coupe analogue.

En haut du vallon de Cellet, les granites syncinématiques s'interposent entre les gneiss granitiques de la Zone occidentale et le Granite fondamental. Or, les phénocristaux de ce granite sont orientés parallèlement à la surface de contact anormal. Il s'agit donc d'une orientation syncristalline. La cataclase et les ruptures suivant des plans de glissement serrés sont postérieurs et affectent les gneiss granitiques et le granite. Elles épargnent le Granite de Remiremont et les microsyénites des Crêtes qui ne sont en outre pas déformées fluidalement. La mise en place de ces roches ignées s'est donc faite après les derniers mouvements du chevauchement des deux zones.

Pl³C. Granite des Crêtes. Le Granite des Crêtes est une roche porphyroïde assez sombre, quartzifère, à biotite et actinote, rencontrée dans trois massifs : le massif de Sainte-Marie-aux-Mines, celui de la Bresse et celui de Bains-les-Bains.

Le massif de Bains-les-Bains affleure dans la vallée de la Combauté sur la bordure nord du bassin permien du Val-d'Ajol et disparaît sous les formations triasiques.

Le massif de la Bresse, pour ses deux tiers environ, se trouve sur le territoire de la feuille Remiremont, entre Comimont et Vecoux (*).

Au Sud, ce massif est limité par une branche de la dislocation de Retournermer, branche qui passe d'abord dans la vallée de la Moselotte de Comimont à Saulxures et s'incurve ensuite vers l'Ouest et le Nord-Ouest en direction de Vecoux. Cet accident met en contact le Granite des Crêtes et le Granite intrusif de Ventron. Au Nord, le massif est limité d'une manière irrégulière. Des accidents est—ouest affectent cette limite qui prend grossièrement un aspect en escalier.

Le Granite des Crêtes n'est pas homogène ; deux faciès principaux se distinguent : le *granite bleu* et le *granite noir* avec toutes les variétés intermédiaires possibles. Le faciès le plus répandu correspond au *granite bleu*. De grands cristaux (1 à 4 cm) de feldspath potassique blancs, zonés, se détachent sur un fond de couleur gris bleuté dans lequel se reconnaissent du plagioclase verdâtre en grains ramassés, de nombreuses paillettes de biotite noire et des aiguilles d'amphibole vert terne plus ou moins développées (jusqu'à 1 cm). Les phénocristaux de feldspath potassique sont tantôt distribués sans ordre, tantôt assez régulièrement parallèles entre eux. Le faciès sombre du *granite noir* se distingue du précédent par une plus grande abondance des minéraux colorés et des phénocristaux de feldspath potassique. Il est en outre hétérogène.

La texture est constamment grenue. Les minéraux sont distribués de manière isotrope et homogène, excepté le cas de nids de biotite et d'amphibole. Ce cas mis à part, les minéraux colorés sont automorphes, ce qui, joint à l'abondance de l'apatite, confère une tendance lamprophyrique à la texture.

Les minéraux suivants ont été rencontrés dans les proportions très variables ;

		zircon
quartz : 12 à 18 %	biotite	apatite
feldspath potassique : 27 à 55 %	+ } 20 % à 40 %	sphène
plagioclase : 10 à 20 %	actinote	allanite
		diopside

Le Granite des Crêtes renferme des *enclaves* de dimension et de fréquence variables d'un point à un autre. Leur taille, généralement inférieure à 10 cm, varie de 1 à 5 ou 6 cm et atteint parfois 20 à 25 cm. Les concentrations de mica noir sont les plus remarquables. Certaines inclusions sont des vestiges d'autres roches souvent à grain fin et à structure gneissique.

(*) Orthographié, par erreur, Vecoux sur la carte.

Le massif est plus ou moins lardé de filons de microgranite et microsyénite d'aspect varié dont la distribution et la fréquence sont encore très mal connues. Il s'y ajoute sur les bordures des veines et filonnets de roche claire aplitique.

Le Granite des Crêtes est postérieur à tous les terrains cristallophylliens dont il recoupe un certain nombre et dont il contient quelques enclaves. Il est aussi postérieur au Granite fondamental qui était induré avant sa mise en place et résulterait de la réactivation magmatique de ce dernier.

Des datations, par la méthode Rb/Sr sur biotite et roche totale, d'échantillons provenant du col de Sainte-Marie-aux-Mines donnent un âge de 335 M.A. (M. Bonhomme, 1967). Le Granite des Crêtes se serait sans doute mis en place lors de la phase sudète II de l'orogénèse hercynienne à la limite Viséen—Wesphalien.

Association des Ballons. Dans le Sud de la feuille, en particulier au Sud de la Moselle et sur la bordure du plateau Haut de Saônois,affleure un ensemble complexe de granites porphyroïdes ou non et de roches microgrenues plus ou moins associées, le plus souvent intriquées avec les granites à tel point qu'il n'est guère possible de les différencier sur la carte.

ρ^{73} . Granite des Ballons. Le Granite des Ballons est bien développé sur le territoire des feuilles Giromagny et Thann ; dans le cadre de la feuille Remiremont il n'affleure que sur moins d'un kilomètre carré au Sud de Corravillers.

Une pâte grise à grain moyen à grossier, formée de plagioclases d'amphibole, de biotite et de quartz, renferme de grands cristaux rectangulaires d'orthose rose ou blanche. Ces cristaux peuvent atteindre 6 cm de long.

J. Mouillac (1974) obtient par la méthode Rb/Sr un âge d'environ 300 M.A., soit Wesphalien, en contradiction avec les résultats obtenus sur le Granite des Crêtes postérieur à ce granite. Les premières manifestations du magmatisme du Granite des Ballons se placeraient vers la limite Viséen moyen—Viséen supérieur (M. Coulon et *al.*, 1978). Le Granite des Ballons lui-même est recoupé par les microgranites sombres considérés par la plupart des auteurs comme tardi-viséens à namuriens.

γ^{3c} . Granite de Corravillers. Par contre, le Granite de Corravillers occupe une surface relativement importante, quelques dizaines de kilomètres carrés, sur la bordure nord du plateau de la Haute Saône, mais il est étroitement associé à des microgranites et microsyénites, aussi, sur la carte, n'est-il individualisé que sur une étroite bande au Sud de Corravillers.

Ailleurs, deux unités cartographiques sont distinguées :

- Granite de Corravillers dominant ou d'un développement équivalent aux microgranites et microsyénites, unité de loin la plus développée,
- microgranites et microsyénites dominants, unité de faible extension au Sud-Est de la Longine.

Le Granite de Corravillers est une roche rose parfois rougeâtre, moyennement grenue, à feldspaths, quartz et biotite.

Du point de vue minéralogique, il se différencie du Granite des Ballons par l'absence d'amphibole et par un plagioclase plus acide.

Le Granite de Corravillers est intrusif dans le Granite des Ballons (J. Mouillac, 1975).

μ^3 . Microgranites sombres et microsyénites quartzifères. Ces termes s'appliquent à un ensemble de filons et de petits massifs formés de roches essentiellement microgrenues d'aspect varié. Ils correspondent aux microgranites à pyroxène et amphibole étudiés par Cl. Gagny (1968) dans le cadre de la feuille Munster.

Les filons sont bien individualisés dans le quart nord-est de la feuille, au sein des Granites de Thiéfosse et fondamental. Au Sud, ils forment un lacis complexe et inextricable, en particulier dans le Granite de Corravillers ou le «Culm». Ils peuvent aussi constituer des petits massifs comme à l'Ouest de Ramonchamp. Il est probable que de nombreux filons ont échappé aux levers en raison de la couverture glaciaire et végétale.

Dans un même filon d'épaisseur suffisante, divers types pétrographiques sont observables, des éponges au cœur du filon. Au contact avec l'encaissant, la roche est de couleur sombre, rouge-brun à noir, massive. Sur un fond de grain indistinct, de nombreuses paillettes millimétriques et automorphes de biotite se détachent et manifestent un caractère lamprophyrique. Il apparaît ensuite quelques cristaux de feldspath dont le développement graduel donne une texture porphyrique. La teinte de la pâte s'éclaircit en raison du développement de sa cristallinité. Plus loin des éponges, le mica et les phénocristaux conservent leurs caractères, mais le grain de la pâte s'accroissant encore sa teinte s'éclaircit davantage. L'aspect final est celui d'un granite porphyroïde.

Les textures sont seules responsables des variétés distinguées, la composition minéralogique étant constante : quartz, orthose, plagioclase, biotite, amphibole, pyroxène, apatite, sphène, minéraux opaques.

La diversité des aspects pétrographiques reconnus tient essentiellement aux vitesses de refroidissement qui ont ménagé des durées plus ou moins longues de cristallisation. En bordure des filons, le refroidissement fut brusque. Seuls les minéraux colorés sont alors largement développés et la roche a un aspect lamprophyrique très net. Dans le cas d'un refroidissement moins brutal, des phénocristaux de minéraux blancs eurent le temps de se développer. Les faciès les plus grenus ont été soumis à un refroidissement plus lent encore.

En masse importante, ces roches rappellent le Granite fondamental à biotite et amphibole ; cependant elles paraissent davantage apparentées au Granite des Crêtes.

γ_{T}^{1-2} . **Granite de Thiéfosse.** Le Granite de Thiéfosse, appelé aussi Granite de Noire-Goutte (Cl. Gagny, 1968) affleure selon une bande allongée depuis Reherrey (à l'Est de Vécoux) jusqu'à la forêt de Grouvelin, dont environ 14 km d'extension sur la feuille Remiremont. Ce granite se trouve sur la bordure nord du massif de la Bresse coincé entre le Granite des Crêtes et le Granite fondamental à biotite. Il est découpé par des accidents est—ouest, satellites de la dislocation de Retournermer, qui le décalent grossièrement en marches d'escalier.

Ce granite n'est pas exploité, cependant il existe de bons affleurements notamment dans le Sud de la forêt de Noire-Goutte au col de Menufosse, au Nord de Planois et à Thiéfosse.

C'est une roche gris clair à rosé, homogène et massive à l'affleurement ; le grain moyen, de l'ordre de 1 à 4 mm, est plus ou moins brouillé. À l'œil nu se distinguent des cristaux blancs nacrés de feldspath potassique dont la taille dépasse un peu celle des autres minéraux et peut atteindre 1 cm. Les formes propres sont inexistantes ; les gros cristaux sont ramassés et mal limités. Le quartz forme des petites taches arrondies, gris blanchâtre, apparaissant en relief sur les parties patinées. Des plages irrégulièrement colorées en rose correspondent au plagioclase. Une forte proportion des minéraux colorés est faite de taches verdâtres, ternes, mal limitées et coalescentes : ce sont des produits piniteux. Il existe en outre un semis de petites paillettes de biotite. L'analyse chimique montre le caractère nettement alcalin de ce granite.

Un contact franc avec le Granite des Crêtes est en faveur du caractère intrusif du Granite de Thiéfosse ; par contre le contact avec le Granite fondamental est flou et progressif. Le Granite de Thiéfosse serait le produit de la remobilisation du Granite fondamental à biotite, provoqué par l'intrusion du Granite des Crêtes.

γ_{V}^{1-2} . **Granite de Ventron.** Ce granite affleure au Sud du Granite des Crêtes dont il est séparé par un rameau de la dislocation de Retournermer.

Dans le cadre de la feuille Remiremont, il dessine un arc étroit (1 à 2 km de largeur) qui s'arrête au Sud de Vécoux. À l'Est, sur le territoire de la feuille Munster, il affleure beaucoup plus largement en particulier vers Ventron.

C'est une roche gris clair, parfois un peu rosée, massive, à grain moyen. Des phénocristaux d'orthose de 2 cm au maximum sont dispersés dans la pâte dont ils se distinguent assez mal. À la biotite bien visible en paillettes dispersées ou en petits agrégats s'ajoute de la muscovite.

La composition minéralogique est la suivante :

quartz : 27 %	biotite : 5 %	apatite (rare)
microcline : 26 %	muscovite : 4 %	minéraux opaques
plagioclase : 38 %	pinite (altération de la cordiérite)	zircon

Ce granite est très homogène et quasi dépourvu d'enclave.

ρ^{1-2} **Granite du Bramont.** Ce granite, dans le périmètre de la feuille Remiremont, affleure au Sud du Granite de Ventron auquel il est étroitement associé. Le passage de l'un à l'autre est progressif. Le Granite du Bramont, d'un gris clair le plus souvent mêlé de rose, est massif, équant et toujours porphyroïde. Par leur abondance et leur aspect, les phénocristaux d'orthose rendent ce granite aisément identifiable. Ils sont automorphes, trapus, de forme simple, souvent carrée. Leur taille est le plus souvent comprise entre 1,5 et 3 cm, mais localement ces dimensions peuvent être plus importantes, la forme est alors allongée. Ces cristaux, maclés suivant la loi de Carlsbad, apparaissent macroscopiquement zonés, par l'alternance de couches, les uns d'aspect nacré, les autres d'aspect blanc mat ainsi que par la disposition d'inclusions soulignant cette alternance. Leur abondance exagère la grosseur apparente du grain. Le quartz enfumé est bien visible en grains globuleux de 3 mm. Pour former la matrice contenant les phénocristaux, il s'associe à des feldspaths blancs et à d'autres, teintés irrégulièrement en rose clair, plus intensément colorés au cœur. La biotite est en lamelles d'un beau noir.

Sa composition minéralogique est la suivante :

quartz : 21 %	biotite : 10 %
orthose	muscovite (très accessoire)
+ microcline } : 33 %	apatite
plagioclase : 36 %	minéraux opaques
	zircon

La texture porphyroïde tient à l'abondance de cristaux automorphes de feldspath potassique dont la taille de 0,5 à 2 cm l'emporte largement sur celle des autres minéraux (1,5 mm) : quartz, plagioclase en grains automorphes peu élançés, de section carrée ou rectangulaire et de taille constante, et biotite uniformément répartie.

Des variations locales peuvent être remarquées : raréfaction des phénocristaux et apparition de muscovite, développement de faciès type Granite de Ventron. Les enclaves ne sont pas exceptionnelles.

Les granites des Crêtes, de Ventron et du Bramont appartiennent sans doute à une même lignée (granites de l'association des Crêtes, cf. Cl. Gagny, 1968) ; le Granite du Bramont aurait cristallisé à une température plus élevée et avant le Granite de Ventron.

γ^{1v} **Granite du Valtin.** Le Granite du Valtin s'étire sur 40 km depuis la Petite Lièpvre au Nord jusqu'à Saulxures-sur-Moselotte au Sud. Large de 2 km au plus, il a la forme d'une bande très allongée s'effilant à ses deux extrémités, bordant à l'Ouest la grande dislocation de Retournermer. En raison de sa situation le long de cet accident, il est très cataclasé, en particulier sur la feuille Remiremont où il n'apparaît que sous forme d'une mince lanière de quelques centaines de mètres de large, coincée le long d'un rameau de la dislocation de Retournermer, suivie par la vallée de la Moselotte de Cornimont à Saulxures.

Cataclasé, altéré, silicifié dans ce secteur, le granite est très déformé. Dans les parties les moins abîmées en sortant hors de la feuille, il apparaît comme une roche de teinte rosée à blanc-crème, toujours très claire, grossièrement grenue, parfois porphyroïde, massive et homogène. Sa composition minéralogique en % est la suivante : quartz : 33 à 36, feldspath : 52 à 55, biotite + chlorite : 3 à 10, muscovite + pinite : 5.

C'est un granite hololeucocrate, acide et alcalin, hyperalumineux. Il est intrusif dans le Granite des Crêtes et celui de Ventron, le long de la dislocation de

Retoumemer qui a contrôlé et limité sa mise en place et a rejoué ultérieurement causant ainsi la cataclase du granite.

Ce serait le granite intrusif le plus récent. Son âge, déterminé par la méthode Rb/Sr, serait de 313 ± 26 MA (J. Hameurt et Ph. Vidal, 1973). Il serait donc westphalien supérieur, contemporain de la phase asturienne.

γ^{1-2} . Granite du Tholy. Le Granite du Tholy, appelé localement par les granitiers *granit de Bouvacôte*, se rencontre d'une manière discontinue à l'intérieur d'un triangle dont les sommets sont approximativement Remiremont, Rochesson et Grange-sur-Vologne. La moitié environ se trouve sur le territoire de la feuille Gérardmer et le restant sur celui de la feuille Remiremont.

Ce granite est très découpé, les affleurements les plus importants qui ne dépassent pas quelques kilomètres carrés sont localisés dans la partie orientale de ce triangle associé au granite de Remiremont. À l'Ouest, ce granite se présente sous forme de filons.

Le Granite du Tholy est une belle roche gris clair, porphyroïde, à biotite et accessoirement à muscovite. Les phénocristaux de feldspath blanc atteignent couramment 2 à 4 cm. La pâte à grain moyen est constituée de quartz, de petits grains de feldspath et de paillettes de biotite. Les phénocristaux sont souvent alignés parallèlement les uns aux autres, en particulier sur les bordures du granite mais aussi en grandes traînées à l'intérieur du massif (figures de fluidabilité). Lorsque la roche est un peu altérée, certains feldspaths prennent une couleur rosée sur le fond gris de la roche.

La texture grenue, porphyroïde n'est jamais cataclastique. La constitution moyenne de la roche est la suivante (cf. J. Hameurt) :

quartz : 25 %

feldspath potassique : 36 %

plagioclase : 29 %

biotite : 9 %

muscovite : 1 %

minéraux accessoires : apatite, minéraux opaques, zircon, fluorine.

Sur sa bordure, le granite prend un faciès particulier, à tendance microgrenue, dit *porphyry* ; les phénocristaux atteignent jusqu'à 6 cm ; la pâte est grise plus sombre qu'au sein du massif.

Le Granite du Tholy renferme un certain nombre d'enclaves, soit de roche encaissante ou de type cornéenne, soit de faciès *porphyry* attestant le remaniement de ces roches par le magma granitique. La taille de ces enclaves et leur forme sont variables. Les enclaves de faciès *porphyry* peuvent atteindre 50 cm et sont généralement arrondies ; les autres plus petites (quelques centimètres en général) sont souvent anguleuses. La fluidabilité de la roche et l'étude des enclaves suggèrent une mise en place magmatique dans un niveau crustal élevé, vraisemblablement vers la fin de la phase sudète.

γ^{1R} . Granite de Remiremont. C'est un granite à grain fin à deux micas, souvent associé au Granite du Tholy, qui couvre des surfaces très étendues de Remiremont à Gérardmer et Corcieux, sur une trentaine de kilomètres de long et une dizaine de large, les deux tiers au moins sur le territoire de la feuille Remiremont. Le massif a sur la carte une allure très découpée en raison de l'importance des formations glaciaires et fluvio-glaciaires qui le masquent en grande partie.

Le Granite de Remiremont a un grain saccharoïde de l'ordre du millimètre, de couleur gris très clair. Il est massif et homogène. Sa composition est la suivante :

quartz : 26 %

orthose : 23 %

plagioclase : 43 %

biotite : 5 %

muscovite : 3,5 %

minéraux accessoires rares :

pinite, apatite, zircon,

minéraux opaques

C'est un granite moyennement quartzique, subalcalin, sensiblement plus sodique que potassique. Il est pratiquement dépourvu d'enclaves, exception faite de petites concentrations surmicacées assez discrètes de un à quelques centimètres de diamètre et de «cocardes» de tourmaline de 3 à 10 cm généralement isolées. Les filons intrusifs sont rares.

Les contacts du Granite de Remiremont avec les formations cristallophylliennes sont nets, avec les granites du Tholy et fondamental les contacts sont flous et progressifs bien que rapides. Le Granite de Remiremont est postérieur au Granite du Tholy qui est légèrement modifié à son contact.

γ^{1E} . **Granite d'Épinal.** Ce granite affleure dans le coin nord-ouest du domaine de la feuille aux environs de Raon-aux-Bois, au fond de la vallée de la Niche. Son extension exacte n'est pas connue car il est dissimulé par la couverture sédimentaire triasique.

Le Granite d'Épinal est une roche très claire, beige rosé. Sa structure est massive, avec parfois une tendance porphyroïde. Les phénocristaux pouvant atteindre 4 cm sont sporadiques et disséminés. Le grain est ordinairement moyen à gros, compris entre 2 et 5 mm et même 10 mm pour l'orthose. Il peut être localement réduit, submillimétrique.

Le quartz globuleux se distingue nettement en raison de sa teinte gris fumé. Parmi les feldspaths, le plagioclase n'apparaît pas très différent de l'orthose : il est seulement un peu plus rose. Les micas sont régulièrement disséminés. La biotite est très noire. La muscovite moins abondante est en tablettes épaisses de teinte ambrée.

La composition minéralogique est simple :

quartz : 29 %	biotite : 5 %	apatite : 0,2 %
orthose : 33 %	muscovite : 4 %	andalousite
plagioclase : 29 %		zircon, minéraux opaques

C'est un granite alcalin à biotite et muscovite primaire de composition voisine des granites de Thiéfosse et de Ventron.

Il est intrusif dans les formations cristallophylliennes qu'il pénètre de filons. Il ne développe aucun métamorphisme à son contact, aucune granitisation ou assimilation. Il ne possède pas de cortège filonien associé.

$\mu\gamma^{1-2}$. **Microgranites brun clair à biotite.** Il existe dans le secteur de Remiremont des filons microgrenus rapportés à l'activité volcanique permienne (par J. Hameurt). Ces derniers sont caractérisés par une teinte brun chocolat et sont surtout abondants à proximité de Vagney.

FORMATIONS PRIMAIRES

Carbonifère

h2. Culm indifférencié, Viséen. Grauwackes, tufs, brèches. Le terme *Culm* s'applique à un ensemble de roches parmi lesquelles dominent des grauwackes quartzitiques et des tufs et brèches volcaniques kératophyriques.

Les grauwackes^(*) gris sombre, verdâtres à violacées, rarement claires à grain très fin, sont très dures et très fragiles, sous le marteau elles se cassent en esquilles et fragments parallélipédiques à bords aigus et tranchants.

Le Culm affleure dans le Sud aux confins des feuilles Giromagny et Remiremont sur des surfaces peu étendues. Les affleurements correspondent souvent à des écailles laminées et coincées le long des dislocations et sont presque toujours injectées de microgranite et même de Granite de Corravillers. Il en résulte une disposition de cet ensemble qui ne permet guère de saisir clairement les relations des diverses formations. Les difficultés d'observation sont encore accrues par la présence de formations superficielles souvent épaisses (formations de versants, dépôts glaciaires) et par une couverture végétale très dense.

(*) Depuis J. Jung (1928), dans les Vosges, le terme grauwacke désigne des grès grossiers à fins, riches en éléments d'origine volcanique et à ciment plus ou moins phylliteux.

Pour ces raisons, il n'a pas été possible de définir une stratigraphie du Culm sur la feuille Remiremont ; par analogie avec les feuilles voisines il est permis de penser que ces formations appartiennent à la série d'Oderen pour l'essentiel bien que certains faciès violacés à rougeâtres évoquent les schistes dévoniens.

Les faciès culm connaissent un important développement sur les feuilles Munster, Thann et Giromagny.

Permien

Le Permien affleure selon une bande de direction SW—NE du Val-d'Ajol jusqu'à Dommartin (dans la vallée de la Moselle) sur une largeur de 4 km et une longueur de 14 km. Les faciès sont semblables à ceux des autres terrains permien des Vosges. Le Permien du Val-d'Ajol repose en discordance sur le socle cristallin et il est lui-même recouvert en discordance par le Buntsandstein moyen. L'épaisseur de la succession permienne atteint 230 m maximum. Les couches s'inclinent de 10 à 12° en moyenne vers le Nord-Ouest.

Le Permien du Val-d'Ajol a déjà été levé et décrit à deux reprises. La première fois par H. Hogard en 1845 et la deuxième fois par Ch. Vélain en 1885. Ces monographies anciennes subdivisent le Permien du Val-d'Ajol en deux. Ch. Vélain attribuait la base au Permien inférieur (aujourd'hui Autunien) et la partie supérieure au Permien moyen : Grès rouge (aujourd'hui Saxonien). Par comparaison avec la lithostratigraphie du Permien des Vosges septentrionales, J. Hollinger (1970) assimile la base aux Couches de Meisenbuckel et la partie supérieure aux Couches de Frapelle (cf. feuille Saint-Dié) et identifie le tout au Saxonien (*Oberrotliegenden*).

r1. Autunien. Flore. Dans la formation pyroclastique (**r2a**) a été trouvée une riche végétation de Fougères arborescentes et de Cordaites et un grand nombre d'empreintes de feuilles, avant tout dans la région de Faymont. Ch. Vélain (1885, p. 358-539) donne une liste de la flore de Faymont d'après des déterminations de Renault. Cette flore autunienne, sans doute plus ou moins remaniée et silicifiée lors de la mise en place des formations pyroclastiques, est le témoin de dépôts autuniens, très peu étendus et complètement masqués ou disparus, et dont il ne subsisterait plus guère que cette flore.

Il n'y a donc pas de terrains autuniens représentés sur la carte ; seules des indications ponctuelles signalent la présence d'une flore autunienne fossile.

Saxonien

r2a. Formation pyroclastique, tufs volcaniques. Cette formation est composée principalement de matériaux pyroclastiques grossiers qui ont souvent un caractère ignimbritique. Localement se trouvent à la base des conglomérats fluviaux et des tufs et tuffites à grain fin comme dans le lambeau traversé par la route du Val-d'Ajol au Pré-Bosson au Nord. L'épaisseur de la formation varie de 5 m à Dommartin à 30 m à Hérival. Elle est recouverte en concordance par la formation supérieure.

À l'exception du secteur de Vecoux—Dommartin où les tufs sont mélangés à des dépôts détritiques, la formation pyroclastique ne montre pas de changement de faciès notable.

La roche prédominante est un tuf grossier de couleur claire variant du bleu pâle au violacé au verdâtre avec très fréquemment de petites taches circulaires blanches. Les tufs sont très friables et s'altèrent en une argile blanche ou jaunâtre clair sans stratification bien visible. La roche est composée d'éléments cristallins anguleux et d'éléments volcaniques. La proportion des éléments cristallins varie légèrement d'un endroit à l'autre. Il s'agit de débris de granulite, de gneiss, de microgranite, de grains de quartz et d'orthose. Les éléments volcaniques comprennent de grandes lamelles fibreuses de nature talqueuse, des débris de ponce très fréquents, des grains de quartz bipyramidal et des paquets de biotite, le plus souvent altérée.

Les matériaux pyroclastiques prennent souvent l'aspect d'ignimbrite dans la partie supérieure de la formation. Ces roches compactes, à cassure vive, ont à peu près la même coloration et composition que les formations pyroclastiques friables. Entre ces deux termes de roches volcaniques, il y a bien des transitions. Pour Ch. Vélain, les ignimbrites seraient des coulées de porphyre. Le peu d'épaisseur et la large aire d'extension sont contradictoires avec une coulée d'un magma acide et de grande viscosité comme le porphyre quartzique. Il est possible de distinguer deux générations de minéraux : les phénocristaux et la pâte microcristalline et les inclusions d'éléments étrangers. Ces derniers sont empruntés au socle cristallin sous-jacent ; ils consistent en fragments anguleux de granulite, de gneiss et de porphyre andésitique à pyroxène. Parmi les phénocristaux apparaissent du mica noir en lamelles transformées en chlorite, du quartz bipyramidé, très corrodé, des inclusions vitreuses et des cristaux d'orthose brisés, simples ou maclés. La pâte est en grande partie amorphe et contient de nombreux granules opaques qui dessinent des zones de fluidalité, au milieu desquels se développent des sphérolithes radiés. Les cavités de la roche sont tapissées d'opale hyalitique et de calcédoine. (Ch. Vélain, 1885, p. 550-560).

r2b. Arkoses rouges, conglomératiques à la base, intercalations d'argilites rouges dans la partie supérieure. Cette formation supérieure est composée de dépôts détritiques à faciès de grès rouge. De bas en haut, les matériaux deviennent de plus en plus fins. Par contre, il ne semble pas y avoir de variation latérale du grain-classement.

La formation débute à la base par des dépôts grossiers en forme de *sheetflood*, composés des matériaux détritiques provenant des terrains cristallins granitiques et gneissiques d'alentour. Le plus souvent, les dépôts sont arkosiques, plus ou moins conglomératiques, de couleur gris rougeâtre. Les éléments grossiers sont anguleux ou mal arrondis. Le sédiment est mal classé. La fraction fine a été entraînée. La stratification est le plus souvent oblique, onduleuse. Les joints sont couverts d'un film d'argile micacée. Dans l'ensemble, les matériaux sont peu remaniés. Ils sont les produits de l'altération et de l'érosion sous un climat semi-aride d'une aire essentiellement granitique.

Vers le haut s'intercalent de plus en plus fréquemment des couches argileuses qui dominent dans le tiers supérieur. Ces dépôts fins d'une couleur lie-de-vin ou rouge clair sont composés d'argile et de silt, et de mica blanc caractéristique de ces dépôts. Ces sédiments fins ne montrent guère de stratification ; ils se brisent en petits morceaux.

À plus d'un kilomètre du filon de quartz qui limite le Permien au Nord-Ouest, de Faymont au Breuil, les arkoses grossières et les argiles sont fortement silicifiées. À première vue, cette silification donne aux arkoses l'aspect de roches granitiques. Les diaclases et les fissures sont tapissées de barytine, d'oligiste et de quartz. Le ciment n'est jamais dolomitique. Quelquefois dans les parties fines des arkoses à grain moyen, des taches brun-noir d'oxyde de fer et de manganèse laissent néanmoins supposer la présence originelle de carbonate sous forme de concrétions.

Tectonique du Fossé du Val-d'Ajol

Les dépôts permien sont à la fois limités et traversés par des failles de rejet varié, selon deux directions principales : NE—SW et NW—SE.

Les failles NW—SE sont sans doute assez nombreuses bien que difficiles à mettre en évidence mais leur rejet cumulé ne dépasse guère 20 mètres. Au contraire, les failles NE—SW sont apparemment moins nombreuses mais d'un rejet notable. La plus importante limite le Permien au Nord depuis Dommartin jusqu'à Fougerolles en passant par Hérival. Elle est *soulignée par un important filon de quartz* depuis Faymont jusqu'au Breuil. Son rejet vertical ne dépasse pas 200 mètres. Au Sud, le Permien est limité par une autre faille importante passant par le Haut-des-Très, Hamanxard, Clairegoutte, Lepage et Reherrey ; son rejet estimé à la base du Buntsandstein moyen est d'à peu près 100 mètres. Il existe plusieurs autres failles

plus ou moins bien connues, parallèles aux deux précédentes ; celle du Girmont aurait un rejet de quelques dizaines de mètres.

À l'Ouest de Faymont et Hamanxard, les deux grandes failles bordières longitudinales accusent une importante torsion de leur tracé. En outre, la faille nord semble subir diverses perturbations et changements de direction à proximité et à l'Est de la vallée de la Moselle et peut-être même un décalage transversal dans cette vallée. À l'Est, son tracé est incertain, elle passe entre Dommartin et le bois du Haut-Rapré et probablement par le col des Chenau et Vagney pour suivre enfin la vallée de Menaurupt. Un autre accident parallèle emprunte sans doute la vallée du Bouchot.

Certaines failles NW—SE affectant à la fois le Buntsandstein et le Permien seraient apparemment postérieures au Trias.

Pour les failles NE—SW, certaines touchent le Buntsandstein et d'autres pas.

La grande faille bordière nord intéresse le Saxonien et non le Buntsandstein. Cependant elle se trouve au contact du Granite des Crêtes au Nord avec les gneiss du Val-d'Ajol au Sud : c'est donc un ancien accident profond du socle qui a livré passage aux émissions volcaniques et qui a rejoué, peut-être à plusieurs reprises, avant le dépôt des grès triasiques lors des phases saaliennes et palatines.

Par contre, la grande faille sud affaisse le Buntsandstein de près d'une centaine de mètres au Nord.

Les dépôts permien du Val-d'Ajol sont donc disposés dans un fossé d'effondrement de direction NE—SW qui s'est établi ou précisé après le Saxonien mais avant le Buntsandstein moyen. Les mouvements qui affectent le Saxonien peuvent être attribués à la phase palatine. Le grand filon de quartz avec les minéralisations de barytine et de fluorine s'est formé de même après le Saxonien et avant le Buntsandstein moyen. Ensuite certains accidents ont rejoué ou sont apparus après le Trias.

FORMATIONS SECONDAIRES

Trias

La couverture mésozoïque dans le cadre de la feuille Remiremont a été profondément érodée depuis la surrection du massif vosgien à l'Oligocène. Déjà au début du Quaternaire, elle ne devait plus être représentée que par la série gréseuse de base du Trias : Buntsandstein. Le modelé quaternaire, dominé par l'influence des glaciers, n'en a laissé, à l'Est de la Moselle, que des témoins dispersés, d'extension souvent limitée, mais qui peuvent se rencontrer jusqu'à des altitudes supérieures à 1 000 m : Noir-Rupt, Haut-du-Roc, Rondfaing. À l'Ouest, par contre, les restes de la couverture triasique sont plus étendus et plus épais ; mais les mauvaises conditions d'affleurement, dues surtout à la grande extension des placages de matériaux d'origine glaciaire, plus ou moins remaniés et altérés, ne permettent guère d'en établir une cartographie très précise.

t1b, t1c. Buntsandstein moyen. Sur la majeure partie du territoire de la feuille (essentiellement à l'Est de la vallée de la Moselle), les sédiments gréseux et conglomératiques, fluviatiles, du Buntsandstein moyen, sont directement transgressifs sur un socle dont la surface, remarquablement aplanie (pédiplaine infratriasique), était légèrement inclinée vers le Nord-Est, comme le montrent les biseautages successifs, et très progressifs, du Grès vosgien et du Conglomérat principal, en direction du Sud-Ouest. La zone haute ainsi mise en évidence ne représente qu'une faible portion d'un paléorelief très étendu, entre bassins triasiques lorrain et franc-comtois, qui s'abaissait extrêmement lentement depuis le Morvan jusqu'en Forêt-Noire centrale (éperon bourguignon). Les seules irrégularités décelables de la surface infratriasique ne sont que des saillies très locales, de quelques mètres d'élévation, correspondant, le plus souvent, à des filons de microgranite (Tête de la Neuve Roche en forêt de Lyris).

À l'Ouest de la Moselle par contre, dans le secteur du bassin permien du Val-d'Ajol, la répartition des faciès et l'évolution de leurs épaisseurs sont beaucoup moins régulières. Cette particularité, attribuée autrefois à une subsidence plus importante de ce bassin au cours du Trias (J. Perriaux, 1961), n'est due en fait qu'à l'érosion différentielle du substratum permien : tandis que le grand filon de quartz du bois de la Vêche, ainsi que quelques extrusions rhyolitiques (Sud du bois du Rey), constituaient des proéminences marquées, qui n'ont été totalement ensevelies qu'au cours du Buntsandstein supérieur, les formations moins résistantes situées plus à l'Est donnaient lieu à une dépression relativement étendue, communiquant avec le reste du bassin de sédimentation par un goulet étroit, orienté vers le Nord-Ouest en direction de Raon-aux-Bois.

t1b. Grès vosgien. Cette formation est essentiellement localisée dans le secteur nord et nord-est de la feuille. Sa puissance, maximale au Nord, diminue vers le Sud : relativement lentement à l'Est de la Moselle (de 40 à 30 m en forêt de Fossard), beaucoup plus vite à l'Ouest (de 35 m en moyenne de part et d'autre de Raon-aux-Bois, à une dizaine de mètres entre Mailleronfaing et Fallière). Alors que sur une grande partie de la feuille Bruyères, au Nord, le Grès vosgien comprend à la base un faciès assez friable, à grain relativement fin, et au sommet un faciès bien consolidé (Haute-Masse de J. Perriaux, 1961), à grain plus grossier, il n'est plus représenté ici que par son assise terminale qui forme assez souvent, directement au-dessus du socle, des escarpements ruiniformes creusés d'abris sous roche (Est du Fossard, Chèvre-Roche, forêt de Lyris). Il se présente en bancs épais où dominent les stratifications obliques ; leur étude montre que les paléocourants responsables du dépôt étaient dirigés en moyenne vers l'ESE, c'est-à-dire parallèlement à la bordure du bassin.

Péetrographiquement, c'est un grès feldspathique (15 % d'orthoclase en moyenne), à grain moyen en général mais parfois grossier (mode : 0,2 à 0,8 mm), coloré en rose par un pigment argilo-ferrugineux intergranulaire peu abondant. Les grains de quartz sont bien arrondis, comme les feldspaths, mais présentent en outre des auréoles de nourrissage qui jouent un rôle essentiel dans la cimentation, et dont les facettes cristallines donnent souvent à la roche un aspect miroitant. Les galets bien émoussés de quartz et de quartzite, habituellement de petite taille, ne sont pas rares : tantôt dispersés dans la masse, tantôt rassemblés en pavages à la base des bancs ou même en véritables conglomérats dont la puissance peut atteindre plusieurs mètres (crête du Cellet, au Nord-Est du Haut-du-Tôt), mais dont l'extension horizontale est cependant limitée. À première vue, ces conglomérats peuvent être confondus avec le Conglomérat principal, cependant les galets y sont toujours plus petits. En dehors de l'existence, au contact même du socle, de quelques niveaux à granulométrie anormalement fine (pont Fouxel au Sud-Ouest de Raon-aux-Bois) ou grossière (bois de Blanche-Roche au Nord-Est du Fossard), aucune évolution verticale systématique n'a pu être décelée au sein de la formation.

Dans la paléodépression localisée à l'Est du bassin du Val-d'Ajol, le Grès vosgien n'atteint pas 10 m de puissance ; son grain y est plus fin que dans le secteur septentrional et l'abondance de la matrice argilo-ferrugineuse, peut-être en partie remaniée du Permien, lui confère une teinte plus sombre et une résistance mécanique moindre.

t1c. Conglomérat principal et Zone-limite violette. L'aire d'extension initiale du *Conglomérat principal*, beaucoup plus vaste que celle du Grès vosgien, couvre la majeure partie du territoire de la feuille. La puissance de la formation, contrôlée par la paléotopographie, est assez variable : les plus fortes épaisseurs (de l'ordre d'une trentaine de mètres) se rencontrent dans l'axe de l'ancienne dépression joignant la partie orientale du bassin permien du Val-d'Ajol avec l'angle nord-ouest de la feuille ; plus à l'Est, au-delà de la vallée de la Moselle, l'épaisseur du conglomérat atteint encore 20 à 25 m en moyenne, mais seulement 10 à 15 m en forêt de Longegoutte ; à l'Ouest des paléoreliefs permien, elle est encore plus réduite (moins de 10 m dans

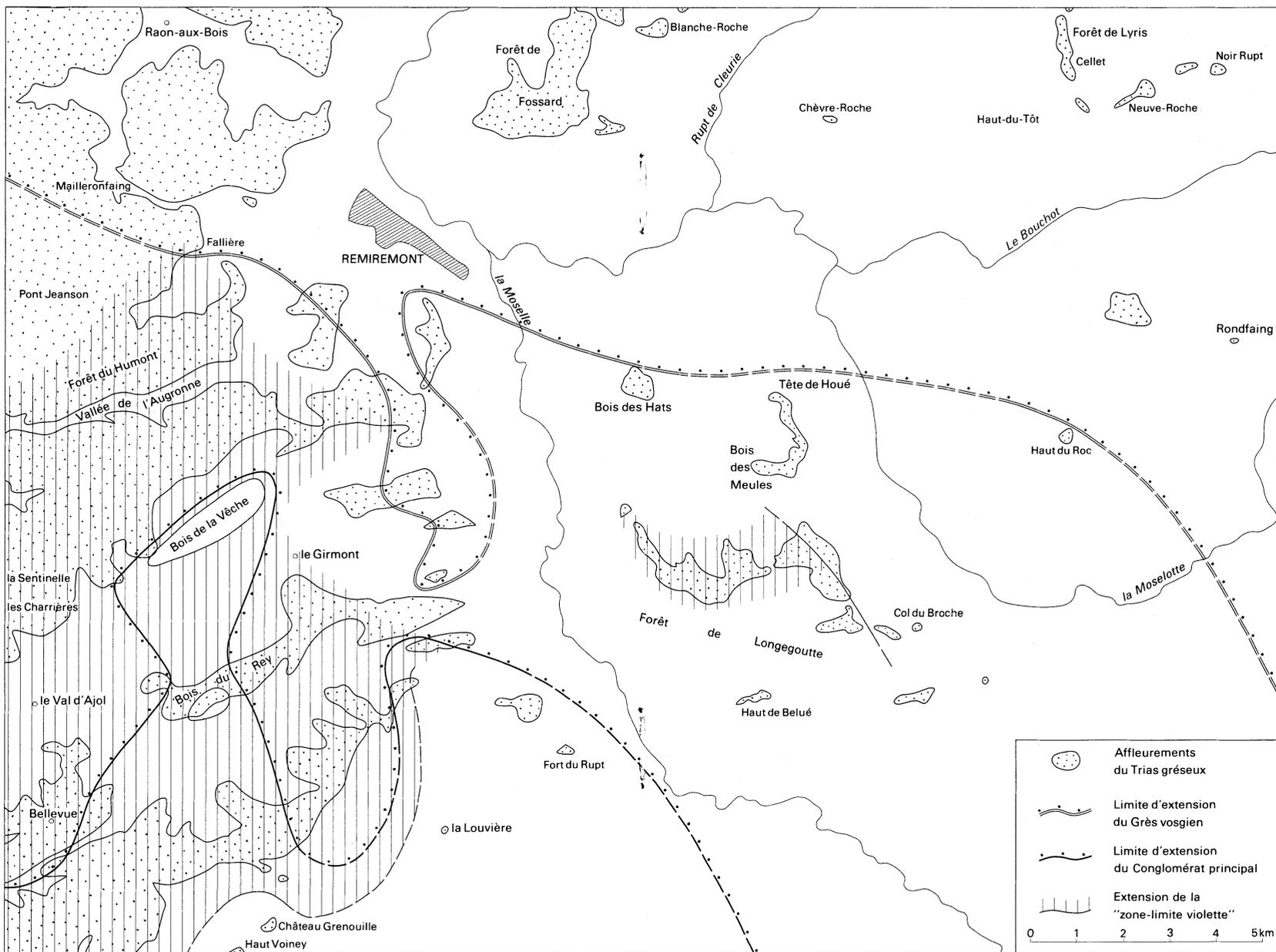
la vallée de l'Augronne, 1 à 3 m tout autour du Val-d'Ajol). Seuls les témoins de Conglomérat principal isolés sur les crêtes entre les vallées du Bouchot et de la Moselle présentent nettement l'aspect classique de reliefs tabulaires bordés de falaises (Haut-du-Roc, bois des Hats, Tête de Houé, forêt de Longegoutte). Mais au Nord et à l'Ouest de Remiremont l'influence du conglomérat dans la morphologie est beaucoup plus discrète; cette particularité est due non seulement à une résistance moindre de la roche (sauf dans les derniers mètres supérieurs), mais également à l'engorgement des escarpements éventuels sous d'épais manteaux de formations superficielles d'origine glaciaire.

Lorsque le Conglomérat principal repose sur les Grès vosgiens, sa base est marquée par un enrichissement brutal en galets. Ceux-ci sont de plus grande taille (la longueur des plus gros oscille généralement entre 20 et 25 cm), mais de même forme bien émousée et de même nature que ceux du Grès vosgien. Ce sont essentiellement des quartzites (60 % environ), de teinte dominante rose, d'âge probablement dévonien, et des quartz filoniens (40 % environ) blancs, parfois grisâtres, auxquels s'ajoutent quelques lydienes vert sombre à noires, ayant livré de rares Graptolites siluriens. À côté de ces éléments d'origine lointaine existent toujours quelques galets de roches cristallines et cristallophylliennes, profondément altérés à l'affleurement; occasionnellement peuvent se rencontrer en outre des galets plats, argilo-silteux, rouge sombre, témoignant du remaniement de faciès de décantation. La matrice réunissant tous ces galets présente les mêmes caractères pétrographiques que le Grès vosgien.

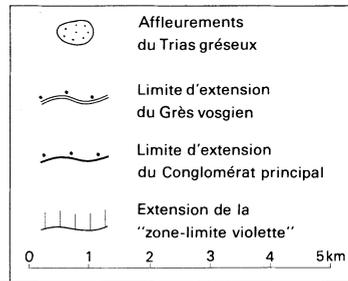
Des lentilles purement gréseuses (pouvant atteindre 2 m d'épaisseur) peuvent s'intercaler entre les corps conglomératiques; ces derniers peuvent même passer latéralement à des faciès pauvres en galets (bois des Meules, bois des Hats); mais il n'existe pas d'évolution systématique verticale, dans la taille ou l'abondance des galets, au sein de la formation. Horizontalement par contre, et corrélativement à la réduction générale de puissance, une diminution de la taille des plus gros galets est sensible en direction du Sud-Ouest : 15 à 20 cm en moyenne autour du Val-d'Ajol, environ 10 cm en bordure même de l'aire d'extension. Inversement, la proportion des galets à facettes montrant un façonnement éolien net, qui ne se rencontrent guère qu'au Sud d'une ligne forêt du Humont — bois des Hats — Haut-du-Roc, tend à augmenter notablement en direction du Sud-Ouest.

Au toit du Conglomérat principal, la Zone-limite violette peut être caractérisée par des dépôts particuliers, toujours minces (quelques centimètres à 2 mètres) : grès fins gris violacé et argiles bariolées de rouge et de vert, mais surtout par des transformations : effacement de la stratification, dolomitisation, silicification, qui affectent plus ou moins profondément le poudingue lui-même. Par ces caractères elle traduit un ralentissement de la sédimentation et même une longue pédogénèse en climat semi-aride. Elle n'est pas présente partout, mais semble s'être particulièrement développée en bordure du bassin; elle peut même s'y étendre directement sur le socle (secteur sud-ouest de la feuille). Bien que quelques anciens nodules carbonatés, se présentant actuellement sous forme de masses friables colorées en noir par des oxydes de manganèse, se rencontrent sporadiquement (Nord de la forêt du Humont, Sud du Girmont), c'est le faciès silicifié (cornaline), très dur, qui est de loin le plus répandu dans le cadre de la feuille Remiremont; il peut atteindre 1,5 m d'épaisseur en forêt de Longegoutte. Cette cornaline, de teinte rouge vif, jaunâtre, verdâtre ou blanchâtre, qui renferme des galets éclatés in situ, est constituée d'un mélange de calcédonite, de quartzite et de quartz; les fantômes de rhomboédres microscopiques de dolomite y sont fréquents partout, ils sont parfois accompagnés de fantômes de cristaux de gypse (forêt de Longegoutte).

t2a,t2b. Buntsandstein supérieur. Dans cet ensemble gréseux pouvant atteindre près de 70 mètres d'épaisseur, où l'on passe progressivement de faciès basaux grossiers et mal classés (Couches intermédiaires inférieures), d'origine purement fluviatile, à des faciès fins et très bien classés, où commencent à se manifester des influences marines (Grès à *Voltzia*), il n'est pas aisé de placer des coupures lithostratigraphiques précises. D'autant plus que les affleurements naturels sont rarissimes et que les



Extension du Trias gréseux (M. DURAND, 1978)



carrières, abandonnées, sont presque toutes localisées à la partie inférieure; des observations précises ne peuvent être effectuées qu'à l'occasion de travaux de terrassement.

t2a. Couches intermédiaires. Elles constituent l'essentiel du substratum des plateaux boisés situés à l'Ouest de la Moselle; à l'Est par contre il n'en subsiste des lambeaux, souvent très minces, qu'en forêt de Longegoutte et accessoirement au Fossard. Mais c'est la première formation triasique à avoir recouvert la totalité de l'étendue de la feuille, comme en témoignent les minuscules témoins, reposant directement sur le socle, du secteur méridional (Haut Voiney, château Grenouille, la Louvière, fort de Rupt), ainsi que les orientations de paléocourants, déduites des stratifications obliques, uniformément dirigées vers le Sud-Est. Cependant, dans la région du Val-d'Ajol, les niveaux inférieurs montrent encore des directions anormales (vers le Sud-Ouest) qui indiquent une influence tardive des paléoreliefs permien de ce secteur. La puissance de la formation est de l'ordre de 40 m en moyenne, elle peut descendre à une trentaine de mètres au Sud-Ouest de la feuille.

La base est souvent riche en galets, voire conglomératique, mais même en l'absence de la Zone-limite violette, elle peut être nettement différenciée du sommet du Conglomérat principal : les galets sont toujours petits et souvent anguleux (galets fluviaux brisés); la matrice gréseuse est très mal classée et présente souvent un aspect caverneux. Beaucoup de ces vacuoles, en disposition granoclassée, proviennent du lessivage de microgalets argileux, qui sont toujours très nombreux, mais certaines, tapissées d'oxydes noirs de fer et de manganèse pulvérulents, résultent de la dissolution de fragments de nodules carbonatés de forme variée (tour de télévision au Fossard, contournement de Plombières). Les nodules non remaniés (kerkoubs), disposés indépendamment de la stratification, sont presque parfaitement sphériques et peuvent atteindre la taille d'une pomme (Ouest du col du Broche). Parmi les grains, anguleux, les feldspaths sont abondants et de taille souvent supérieure à celle des quartz, et les larges paillettes de muscovite ne sont pas rares. La teinte habituelle est d'un rose plus sombre que celui du Grès vosgien, tendant vers la couleur lie-de-vin. Dans certains secteurs les grès sont blanchis par lessivage du pigment ferrugineux et les lentilles argileuses prennent une teinte verte très caractéristique (contournement de Plombières). Vers l'Ouest et le Sud de la feuille les caractères distinctifs précédents ont tendance à s'estomper (les roches de la Louvière par exemple rappellent beaucoup les affleurements de Grès vosgien), mais la position de la Zone-limite violette permet de lever une éventuelle indétermination.

Les galets, ainsi que les vacuoles, disparaissent rapidement vers le haut et le grain s'affine progressivement. Vers la partie supérieure de la formation, la teinte devient très souvent jaunâtre ou gris verdâtre et certains bancs annoncent déjà le Grès à Voltzia par la finesse de leur grain. Mais la persistance de granoclassements nets et, lorsque les conditions d'observation sont favorables, la fréquence des grandes lentilles silteuses ou argileuses, peuvent permettre de distinguer ce niveau de la formation susjacente.

t2b. Grès à Voltzia. Il n'est connu que le long de la bordure occidentale de la feuille, au sommet de plateaux souvent couverts de prairies comme à la Sentinelle au Nord du Val-d'Ajol. L'essentiel de la formation (Grès à meules) est surtout caractérisé par sa granulométrie fine et remarquablement constante (mode : 0,10 mm). La teinte est habituellement gris clair à jaunâtre, parfois rosée à lie-de-vin. Il a parfois été exploité en carrières tant pour la taille de pierres de construction que pour la confection de meules (Bellevue, Sud du Val-d'Ajol). Les anciennes exploitations montrent des bancs épais, pouvant atteindre plusieurs mètres, qui paraissent massifs en première observation, mais de discrètes variations de teinte permettent presque toujours d'y déceler de fines laminations; ils ne sont généralement séparés que par de minces joints argileux, souvent gris verdâtre, ou par des niveaux psammitiques (muscovite et biotite verte).

En l'absence d'affleurements, la partie supérieure (Grès argileux), où alternent habituellement des bancs gréseux d'épaisseur décimétrique et des niveaux argileux

de développement comparable, ne peut guère être mise en évidence que par la teinte lie-de-vin qu'elle communique au sol. Le toit de la formation n'a pu être observé nulle part, mais par analogie avec les feuilles voisines, la puissance de cette dernière ne doit pas excéder 25 mètres.

Le Grès à *Voltzia* est le seul niveau du Buntsandstein qui puisse être daté paléontologiquement. Au pont Jeanson, il n'a fourni que quelques moulages de Lamellibranches indéterminables, mais 3,5 km plus à l'Ouest (pont Poirot à Bellefontaine, feuille Plombières), une lentille un peu plus grossière, située vers le tiers inférieur de la formation a livré récemment une faune marine variée comprenant une trentaine d'espèces de Lamellibranches, Gastéropodes, Brachiopodes et Echinodermes. La présence dans ce gisement de *Myophoria vulgaris* et de *Spiriferina fragilis* permet de lui attribuer un âge déjà anisien (Muschelkalk). Au Sud-Ouest des Charrières, *M. vulgaris* a également été recueillie à la base du Grès à meules, au-dessus d'une des brèches à plantes si fréquentes à ce niveau.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Dans la région de Remiremont, l'importance et la variété des formations superficielles résultent du développement des phénomènes périglaciaires et surtout glaciaires, aussi l'accent a-t-il été mis sur les formations qu'ils ont engendrées.

Cependant, dans un but de simplification, la cartographie des formations superficielles a été allégée ; c'est ainsi que certaines formations résiduelles ou erratiques et de nombreux placages variés peu étendus, morainiques, colluviaux, etc. n'ont pas été indiqués systématiquement. Par ailleurs la représentation des formations d'altération du socle, pourtant importantes à divers égards, a volontairement été laissée de côté.

La définition des unités cartographiques est fondée sur les processus de mise en place des formations. L'identification de ces processus s'appuie sur la morphologie des dépôts, leur lithologie et la disposition des matériaux (figure sédimentaire). En raison de la rareté des coupes, la lithologie et la disposition sédimentaire sont souvent inconnues et il ne reste que la morphologie et le contexte local pour ranger tel dépôt dans telle ou telle catégorie avec toutes les ambiguïtés et les risques d'erreur que cela comporte, en particulier pour certains bourrelets qui peuvent tout aussi bien être des moraines terminales que des dépôts fluvio-glaciaires (*kame ridge*). Dans certains cas, il a été jugé préférable de n'indiquer que la forme du dépôt par un trait spécial sans prendre position sur sa signification précise.

Une autre difficulté résulte de la superposition et de l'imbrication des dépôts. C'est ainsi que, pour revenir aux bourrelets, certains présentent la superposition de moraine sur des formations fluvio-glaciaires. Dans ce cas, la carte figure la formation affleurante et la notice en précise éventuellement la complexité.

La chronologie des formations superficielles pose des problèmes complexes qui sont loin d'être résolus. Aussi, la légende et la notice sont ordonnées selon une logique qui fait appel à une succession dans l'espace et non nécessairement dans le temps, en allant des dépôts glaciaires aux dépôts fluviaux en passant par les dépôts juxta-glaciaires et proglaciaires. Les nécessités des descriptions obligent souvent à présenter l'un après l'autre des dépôts qui peuvent être contemporains, par exemple : **G, GL et FG**.

G. Formations glaciaires variées. Il est possible de distinguer deux grandes catégories de formations glaciaires en se fondant sur la forme de ces dépôts :

- les moraines formant de faibles reliefs ou bourrelets,
- les placages morainiques.

• Certains dépôts morainiques apparaissent faiblement en relief dans le paysage, sur les plateaux, ou dans le fond des vallées. Ce sont surtout des moraines frontales, les moraines latérales étant très rares. Certaines sont des moraines s.s. très

hétérométriques, mélange de blocs, de graviers et de sables de nature variée, sans structure sédimentaire organisée ou alors très ponctuellement dans un ensemble non stratifié, par exemple les arcs frontaux de Pont-Orgatte en tête de la vallée de l'Augronne. D'autres sont de véritables complexes morainiques terminaux dans lesquels il y a fréquemment superposition de moraine proprement dite sur des formations glacio-lacustres comme aux environs de Fallière notamment à la Barbotteuse où se succèdent des matériaux en vrac, sur des sables et graviers horizontaux avec des alternances de lits sableux et graveleux inclinés.

Il n'existe pas de moraine terminale apparente dans les vallées de la Moselle et de la Moselotte sur le territoire de la feuille Remiremont. Par contre, sur celui de la feuille Bruyères s'étend en amont d'Eloyes l'important complexe morainique de Noirgueux. Au Nord du Moulin (tranchée de la déviation de Remiremont) les sables fluvio-lacustres (**FLy**) ennoient complètement un bourrelet morainique aplati. Ce bourrelet est-il antérieur au complexe morainique de Noirgueux ou postérieur et jalonnant alors le retrait du glacier de la Moselle? Il n'est pas possible de le dire actuellement.

Dans les vallées secondaires subsistent quelques petites moraines comme aux Truches, vallée du Bouchot en amont de Rochesson, ou à l'Est de Raon-aux-Bois, vallée de Champée.

La plupart des moraines terminales, d'ailleurs de dimensions modestes, se trouvent sur les plateaux à l'Ouest de la vallée de la Moselle, au Sud du Girmont-Val-d'Ajol et à l'Ouest de Remiremont où plusieurs arcs morainiques étagés jalonnent des positions successives de retrait du lobe glaciaire issu du débordement vers l'Ouest du glacier de la Moselle (cf. chronologie des dépôts glaciaires). De Mailleronfaing à Michotte à l'Ouest de Fallière, une moraine très ancienne et dégradée témoigne d'une importante avancée de ce glacier.

Au Fossard, aux alentours de la tour de télévision, plusieurs bourrelets morainiques coiffant les grès sont les vestiges du passage des glaces de la confluence Moselle—Moselotte à plus de 800 m d'altitude.

• *De vastes placages morainiques* tapissent de nombreux versants, certains fonds de petites vallées et vallons, voire une partie des plateaux vers le bassin de la haute Saône. Ces placages discontinus sont d'épaisseur variable mais faible, quelques mètres au plus. Ils sont formés parfois d'une simple couche claire meuble de matériaux grossiers, emballés et dispersés dans des sables sans organisation apparente ; ailleurs cette formation morainique meuble recouvre une formation souvent compacte, indurée, plus riche en matériaux fins de couleur généralement foncée, brun à grisâtre, d'épaisseur souvent plus importante que le revêtement susjacent. La couche inférieure est en outre souvent caractérisée par le développement de structures en écailles ou lamelles flexueuses, centimétriques, parallèles au versant, indurées, très colorées, dont l'espacement augmente avec la profondeur.

Cette disposition résulterait du dépôt d'une moraine de surface (souvent dite d'ablation), par fusion de la glace sur une moraine de fond. Parfois, seule apparaît la moraine indurée soit que la moraine de surface ait disparu soit qu'elle ne se soit pas déposée. L'induration et le litage seraient dus à une compaction et à une redistribution des éléments fins (sables fins, limons, argiles) à l'intérieur du dépôt.

Trace du passage des glaciers. Outre les dépôts décrits précédemment, il existe des traces de passage des glaciers : roches striées, roches polies ou moutonnées, blocs erratiques.

rs. Roche striée. La roche a été striée par les débris de roches enchassés dans la glace. S'il existe un grand nombre de blocs striés, dégagés dans les exploitations de sable et gravier, par contre il est rare de découvrir un plancher rocheux strié ; un seul est indiqué dans le Fossard, au Nord-Est de Remiremont, à la limite nord de la

feuille. Cependant les auteurs anciens signalent des planchers striés en plusieurs points, notamment à la Demoiselle (Lorié, 1899).

rm. Roche moutonnée. Par contre, les roches polies et moutonnées par les glaces abondent en particulier dans la vallée de la Moselotte et ses affluents en amont de Vagny. Il est bien rare que les chicots rocheux présents dans les vallées ne montrent pas cet aspect particulier.

Il existe aussi des roches moutonnées situées à des niveaux élevés en dehors des vallées : 863 m à Moyemont au Nord de Sapois (par exemple).

Bloc erratique. De nombreux blocs isolés se trouvent sur les sommets les plus élevés. Ces blocs déposés par les glaces témoignent d'un englacement quasi général (*ice cap*) du massif vosgien à une époque ancienne. Souvent leur nature diffère du substrat qui les porte. Ainsi, existe-t-il des blocs granitiques sur les grès à la roche Saint-Jacques et au Haut-du-Roc à plus de 1000 m d'altitude au Nord de Saulxures, au Fossard, etc.

FG. Formations fluvio-glaciaires Ces dépôts sont mis en place par les courants juxtaglaciaires, supraglaciaires ou intraglaciaires. Certains ont l'allure de bourrelets disposés transversalement au fond d'une vallée, comme une moraine frontale, entière ou érodée ; mais l'éroussé des galets et les structures fluviales conduisent à les considérer comme mis en place entre des culots de glace morte : Chevrinont dans la vallée de la Cleurie, Surifontaine à l'Ouest de Remiremont (Sud de Fallière), Pont-Jeanson (à la limite ouest de la feuille). Ce type de dépôts est appelé *kame ridge*.

En d'autres endroits, les dépôts fluvio-glaciaires forment de remarquables terrasses en bordure des vallées comme c'est le cas dans les vallées de la Niche, de la Cleurie, du Lémont, du Menauropt, du Bouchot, du Ferdrupt et surtout à Sainte-Anne à l'Ouest de Remiremont. Les eaux circulaient le long des glaciers selon un régime fluvial déposé de sables et graviers. La disposition en terrasse ne doit rien à des phénomènes d'érosion qui auraient entaillé les dépôts mais seulement au fait qu'après retrait de la glace contre laquelle ils s'appuyaient, ces dépôts sont restés « en terrasses » (*kame terrace*).

Dans le détail, l'hétérogénéité est grande avec des dispositions litées et un certain classement mais d'une manière lenticulaire, les différentes lentilles se recoupant ou s'imbriquant les unes dans les autres. D'un lit ou d'une lentille à l'autre, prédominent les sables ou les graviers.

La fraction sableuse, inférieure à 5 mm, est toujours importante, 40 à 70 % ; par contre la fraction grossière supérieure à 40 mm est relativement faible (5 à 20 %), exception faite des éléments supérieurs à 120 mm peu abondants.

GL. Formations glacio-lacustres. Ce terme se rapporte aux matériaux acheminés par la glace et déposés dans de petits lacs ou nappes d'eau, à proximité immédiate, voire en bordure des glaciers, soit en aval ou entre différentes langues de glace ou même entre la glace et les versants des vallées.

Les matériaux sont généralement plus grossiers et hétérométriques que ceux des dépôts fluvio-lacustres car les transports par l'eau sont très courts. Il en résulte un tri peu important, sauf dans le cas de petits deltas proglaciaires. D'un point à un autre point très voisin, les matériaux peuvent présenter une certaine organisation ou être disposés en vrac, témoignant ainsi du passage rapide d'un régime relativement calme à des apports brutaux liés à une fonte brusque de glace ou à la rupture de barrages naturels (petits lacs).

Contrairement au vaste remplissage fluvio-lacustre de Remiremont, les formations glacio-lacustres sont nombreuses mais de volume assez modeste.

Les dépôts glacio-lacustres les plus importants se trouvent à proximité de Remiremont où ils se succèdent depuis la Demoiselle (route de Plombières) jusqu'au Moulin, en bordure de la vallée de la Moselle. Ils se sont étagés à différents niveaux lors du retrait du glacier de la Moselle, ils sont étroitement liés aux dépôts glaciaires proprement dits. De la Demoiselle au Moulin, il est possible d'individualiser plusieurs dépôts importants, d'autres plus petits sont confondus au sein de **GF**.

L'ensemble Charate, le Hellet et le Val-Courroye est de loin le plus important et le plus caractéristique. La butte du Hellet a été entièrement exploitée. Le Val-Courroye et Charate sont en cours d'exploitation. Cet ensemble offre la disposition de dépôts juxta-glaciaires ou proglaciaires deltaïques avec des sables et graviers déposés en milieu lacustre et des passées morainiques.

La fraction sableuse, inférieure à 5 mm, ne représente guère que 30 %, les éléments grossiers prédominent. Les blocs parfois de grande taille ne sont pas rares. Charate se présente comme un cône de déjection de matériaux grossiers peu usés développé dans un lac à l'Ouest du Parmont. L'exploitation révèle un aspect très particulier, à l'extrémité en aval du cône et à sa base, faisant penser à des dépôts de pentes de type périglaciaire de périodes relativement sèches et froides. Le Hellet présentait un caractère hybride, lacustre avec des lits inclinés à la base ; il montrait vers le sommet une nette évolution fluvio-glaciaire avec des couches quasi horizontales. Dans le détail, ces dépôts présentent donc une grande complexité.

D'autres dépôts importants sont connus notamment à Hamanxard dans la vallée de Méreille à l'Est du Val-d'Ajol et à Travexin au confluent des ruisseaux de Travexin et de Ventron.

Souvent ces formations se sont déposées dans de petites vallées dont les débouchés étaient obturés par le glacier d'une vallée principale. Elles se signalent par des replats étagés à différents niveaux sur les versants, témoignant d'une fusion saccadée du barrage glaciaire. Cette disposition se remarque dans les vallées des ruisseaux du Dessus-de-Rupt ou de la Montagne autrefois respectivement barrées par les glaciers de la Moselle et du Breuchin.

L'épaisseur de ces dépôts généralement importante peut atteindre plusieurs dizaines de mètres comme à Charate.

GF. Dépôts glaciaires, glacio-lacustres ou fluvio-glaciaires non différenciés. Cette rubrique regroupe tout un ensemble de formations qui n'ont pas été distinguées sur la carte. Il est parfois possible de faire des observations sur de petites coupes permettant de préciser à ces points la nature des formations sans pouvoir définir leur extension. En outre, ces formations sont souvent imbriquées avec d'autres dépôts en raison de leur disposition dans de petits vallons par exemple ; leur nature peut alors varier rapidement. Souvent aussi il est possible de délimiter, généralement sous forêt, des surfaces plus ou moins importantes occupées par des matériaux sablo-graveleux à blocs sans coupe et sans pouvoir préciser leur origine. Cependant il est probable que les dépôts glaciaires prédominent.

L'ensemble de ces formations est caractérisé par une grande hétérogénéité.

R_G. Formations résiduelles ou discontinues de G, GF, FG, GL. Souvent, il subsiste un peu partout des matériaux résiduels des diverses formations glaciaires et proglaciaires décrites précédemment. Ces matériaux : sables, graviers, galets et blocs, parfois argile, se présentent sous forme de placages discontinus et peu épais ou épars aussi bien sur les grès que les roches du socle.

Afin de ne pas surcharger exagérément la carte, ils n'ont généralement pas été représentés sauf lorsqu'ils prennent suffisamment d'importance pour gêner sérieusement l'observation des formations sous-jacentes. Il semblerait qu'il n'y ait guère qu'une partie du Sud-Ouest de la feuille depuis le bois du Humont jusqu'au Sud du Val-d'Ajol dépourvue de tels résidus.

FLy. Formation fluvio-lacustre de Remiremont (Post-Würm). Dans les vallées de la Moselle, en aval de Vecoux, et de la Moselotte, en aval de Vagney, existe une importante accumulation de sables et graviers dont le sommet atteint environ 410 m d'altitude vers Saint-Nabord, quelques mètres de moins vers Remiremont. Quelques exploitations et surtout les tranchées de la voie express au Nord de Remiremont, au Moulin et Saint-Nabord, y révèlent la superposition de quelques mètres de galets et graviers en lits subhorizontaux (*top sets beds*) à des sables en longues couches inclinées vers l'aval (*fore sets beds*). Ce remblaiement se prolonge jusqu'à la face interne du complexe morainique de Noirgueux (feuille Bruyères). Celui-ci a barré la vallée et retenu un lac en amont pendant et après le retrait du glacier de la Moselle

et de la Moselotte. Durant un certain temps, il y a sans doute eu, localement, persistance de culots de glace morte (appelée ainsi car inerte et détachée du glacier).

Ce lac a été comblé par les matériaux apportés par les eaux de fusion des glaciers de la Moselle et de la Moselotte.

Ce remblaiement a été entaillé en terrasse par l'érosion fluviale à deux reprises au moins, la première entaille ayant constitué un niveau intermédiaire (**Fly2**) en contrebas (une dizaine de mètres au Moulin) du sommet de la terrasse (**Fly1**). La deuxième entaille (5 à 10 m plus bas encore), correspond aux plaines alluviales actuelles tapissées par les alluvions **Fz** qui masquent le remblaiement au fond de la vallée. Localement, il est possible de distinguer au moins un autre niveau d'érosion intermédiaire, comme en aval de Saint-Nabord, qui n'a pas été individualisé sur la carte. En amont de Remiremont, le niveau d'érosion de la première entaille disparaît ou se confond avec le sommet actuel de **Fly** et la dénivelée entre le sommet du remblaiement fluvio-lacustre et la plaine alluviale diminue progressivement, elle n'est plus que de 5 m environ à Vecoux ou à Saint-Amé alors qu'elle dépassait 20 m à Saint-Nabord.

La structure et la nature exactes du remplissage sous la plaine alluviale sont mal connues. La partie supérieure est constituée de sables et de graviers renfermant quelques blocs reposant sur un puissant dépôt de sables fins limoneux renfermant quelques galets. Généralement l'épaisseur des sables et graviers de la partie supérieure est de l'ordre de 6 m environ à Pecavillers au Sud de Saint-Amé (sondage 3.3), à Traits-de-Roche (2.4) et à Seux (2.6), respectivement au Sud-Est et Nord-Ouest de Saint-Etienne et 3 à 4 m seulement dans la balastière à l'Est de Saint-Nabord ; par contre ils atteindraient 15 m au Sud de Pont à l'Est de Remiremont (sondage 2.45). Il semblerait en outre qu'un niveau argileux dont l'épaisseur peut être de quelques mètres sépare localement les sables fins de la base des sables et graviers de la partie supérieure (Pont-le-Prieur et Béchamp à Remiremont). Les sables fins auraient une épaisseur considérable dépassant souvent 50 mètres.

Pour les sables fins de la base, plus de 95 % sont de taille inférieure à 2 mm tandis que, dans la partie supérieure du remblaiement, 60 à 70 % des matériaux sont de dimension supérieure à 2 mm.

Du point de vue pétrographique, les matériaux grossiers de la partie supérieure sont des éléments de roches granitiques ou cristallophylliennes pour au moins 80 % et le restant des éléments de quartz, quartzite, rarement de grès. La part des éléments altérés est faible, généralement inférieure à 15 %.

En dehors des gravières, la disposition des sables et graviers n'est nulle part observable et en ces points particuliers elle n'est visible que sur 1 à 2 m au-dessus du niveau de l'eau. Pour les sondages, les techniques utilisées ont détruit toutes les structures de sorte que, faute d'observations valables, il n'est pas possible de se faire une idée précise des dépôts en profondeur sous la plaine alluviale.

En particulier, il n'est pas possible de savoir actuellement, d'une part, si les sables fins du fond de la vallée représentent la base du dépôt lacustre **Fly** et, d'autre part, si les sables graveleux qui recouvrent ces sables fins correspondent à la base des *fore sets beds* lacustres, ou bien si ce sont des apports de matériaux grossiers postérieurs aux formations lacustres et emboîtés dans celles-ci.

FL. Formation fluvio-lacustre de Remanvillers. Par contre, le *dépôt fluvio-lacustre* (FL) de Remanvillers dans la vallée de Morbieu, affluent droit de la Moselle en aval du Thillot, se prête remarquablement bien à l'observation. Une grande exploitation, carrière de Mérimin, offre de magnifiques fronts de taille qui montrent des lits de sables et de graviers en alternance, inclinés de 20° au maximum vers l'amont (*fore sets beds*) surmontés par des dépôts horizontaux (*top sets beds*). Les uns et les autres ont été déposés dans cette vallée, alors non englacée, par les eaux qui longeaient la rive droite du glacier de la Moselle.

Fy. Alluvions anciennes siliceuses grossières des fonds de vallée (Post-Würm). Dans la vallée de Combeauté, la nappe d'alluvions grossières du Val-d'Ajol, entaillée en terrasse, renferme des blocs assez volumineux qui correspondent probablement

à un épandage proglaciaire qui serait à rattacher à une glaciation ou un stade immédiatement post-éémien (éémien = interglaciaire Riss - Würm).

Dans la vallée de la Moselle et de la Moselotte et de leurs affluents principaux, les accumulations notées **Fy** seraient moins anciennes.

Les alluvions grossières **Fy** remplissent les fonds des vallées en amont des dépôts fluvio-glaciaires. Elles ont été entaillées en terrasse en bordure de ces vallées où elles affluent ; par contre sous les plaines alluviales actuelles elles sont masquées par les alluvions **Fz** tout comme les dépôts **FLy**, de telle sorte qu'il n'est pas possible de préciser la limite **Fy—FLy**. De toute manière, le passage de l'un à l'autre est progressif et, en principe, les alluvions **Fy** correspondent schématiquement à la partie grossière supérieure du remblaiement **FLy**.

L'épaisseur moyenne reconnue par sondage de ces alluvions serait de l'ordre d'une dizaine de mètres dans la vallée de la Moselle. Cependant, leur épaisseur maximum pourrait atteindre 30 à 40 m à Rupt-sur-Moselle et 20 à 30 m en amont de Ramonchamp mais il n'est pas possible de dire s'il s'agit du haut en bas de la même nappe **Fy** ou d'une nappe **Fy** reposant par exemple sur des matériaux fluvio-lacustres ou glaciaires.

Dans l'ensemble, le matériel est grossier et peu sableux.

T. Formations tourbeuses. Les tourbières, généralement de petites dimensions, sont assez fréquentes sur les crêtes aplanies et relativement larges où subsistent des tables de grès triasiques, entre lesquelles ou sur lesquelles les glaciers ont façonné de petites cuvettes de surcreusement : tourbières de la Petite Goutte^(*), de Jemnaufaing sur la crête entre Bouchot et Moselotte, tourbières des Charmes, de Morbieu entre Moselotte et Moselle.

D'autres sont localisées dans des vallons des petites vallées ou sur les plateaux, derrière des bourrelets morainiques ou fluvio-glaciaires parmi lesquelles celle de la Demoiselle et celle des Têtes de Rouge Ru, à l'Ouest de Remiremont, ont été étudiées par J.-P. Hatt (1937). Il y signale respectivement 1,75 m et 1 m de tourbe. Dans la première, les couches les plus anciennes datent de l'époque de la décroissance du pin et de la poussée du chêne et du coudrier qui correspond, selon l'auteur, au Boréal. La seconde tourbière a débuté lors d'une poussée du pin et s'est éteinte dès que le hêtre a remplacé le pin, autrement dit son activité s'étale du Boréal à l'Atlantique. Ces tourbières ont donc été considérées par J.-P. Hatt comme récentes, holocènes. G. Woillard (1975) a repris l'étude de la tourbière de la Demoiselle, en plusieurs points, avec un échantillonnage vertical plus serré, ce qui lui a permis de retrouver des pollens plus anciens et une histoire plus complexe et plus complète débutant à la fin de la dernière glaciation des Vosges, au Tardiglaciaire. G. Woillard distingue cinq périodes : le Dryas moyen froid aux alentours de 10 000 BC avec graminées, bouleaux et *salix*, puis l'oscillation Alleröd tempérée, aux alentours de 9000 BC, avec pin, bouleau, coudrier, hêtre et aulne, suivis d'une extension de chêne et tilleul ; un nouveau refroidissement au Dryas récent, aux alentours de 8500 BC, avec bouleau, *salix* et *Juniperus* et enfin le Préboréal (début de l'Holocène) entre 8000 et 7000, qui se caractérise ici, notamment, par l'installation des forêts de pin — bouleau et une riche flore aquatique.

Actuellement, un peu partout, les surfaces des étangs rétrécissent, par extension des tourbières et de la végétation.

Fz. Alluvions récentes : formations alluviales de fond de vallée (Holocène).

Les alluvions récentes holocènes forment une mince pellicule à la partie supérieure des dépôts des fonds de vallées actuelles.

Elles sont essentiellement formées de matériaux fins : argiles, limons, sables, parfois mêlés à des matériaux grossiers. Elles résultent essentiellement des apports et des remaniements qui se produisent lors des inondations saisonnières.

Leur épaisseur varie de 0 à 2 m environ dans les vallées principales avec une valeur moyenne de l'ordre de 1 mètre.

(*) Peute Gout, sur la carte.

Ces alluvions masquent des dépôts plus anciens qui constituent les remplissages des fonds de vallées : fluvio-lacustres dans la vallée de la Moselle et de la Moselotte en aval de Vecoux et Zainvillers et fluviales ou glaciaires en amont de ces localités ou dans les cours d'eau secondaires.

Dans les petits vallons, les alluvions **Fz** sont directement alimentées par des apports colluviaux.

Les alluvions **Fz** masquent parfois ou renferment des lits et lentilles tourbeuses, en particulier dans d'anciens vallons ou petites vallées glaciaires plus ou moins marécageux, comme l'Augronne.

E, C, EC. Formations de versants, variées : éboulis, colluvions. Outre des placages morainiques, il existe d'importantes formations de versant, éboulis et colluvions, qui masquent souvent le substrat. Les éboulis formés de débris rocheux hétérométriques sont localisés le long des falaises rocheuses, en particulier du grès du Trias ; dans ce cas, des blocs de grande taille (de l'ordre du mètre cube ou plus) forment des chaos désordonnés.

Le long des escarpements du socle cristallin ou cristallophyllien, les éboulis constituent des placages caractéristiques et réguliers. Ils montrent souvent une alternance de lits grossiers et fins qui n'est pas sans rappeler la disposition des *groises* calcaires fréquentes en Lorraine ; ils témoignent de l'importance des phénomènes cryoclastiques des périodes froides.

L'action du gel a souvent été favorisée par une intense cataclase de la roche comme au Breuil, dans la vallée de la Combeauté en amont de Faymont, au col des Chenau au Nord-Est de Dommartin-lès-Remiremont, et au Pont-des-Fées au Nord du Saint-Mont (Nord-Est de Remiremont).

Les colluvions sont surtout formées de sables et argiles emballants des matériaux grossiers en proportion variable. Leur mise en place est due au ruissellement et à des phénomènes de solifluxion parfois brutaux se traduisant par des glissements de terrain localisés lors de fortes pluies prolongées ou à la fonte des neiges.

L'épaisseur des colluvions est généralement de l'ordre de quelques mètres, elles sont le plus souvent colonisées par des prairies en pente. Souvent colluvions et éboulis se succèdent et passent de l'un à l'autre de telle sorte qu'il n'est pas toujours possible de les distinguer sur la carte.

X. Formations anthropiques : terrains remaniés, remblais. Quelques remblais importants actuellement plus ou moins masqués par des constructions sont indiqués à Remiremont et dans ses environs.

À la sortie sud-est de Remiremont, en bordure de la route de Dommartin, figure un vaste secteur nivelé par des engins, autrefois partiellement exploité pour les sables et graviers et maintenant en partie occupé par une grande fromagerie.

Problèmes de la chronologie des formations superficielles. Dans les Vosges, le nombre des glaciations et des stades glaciaires et leur corrélation avec la chronologie alpine sont discutés depuis longtemps et il n'y a pas encore d'opinion unanime à ce sujet. Il semble que l'on doive admettre l'existence de plusieurs glaciations quaternaires d'extension décroissante, sur les bordures du massif.

Il y en aurait eu trois si l'on se fonde sur le dénombrement des principales nappes d'alluvions fluviales disposées en terrasses étagées le long de la Moselle en aval d'Épinal. Les travaux récents sur les pollens de la tourbière de la Grande Pile (Nord-Ouest de Saint-Germain, feuille Giromagny) par G. Woillard confirmeraient l'existence de plusieurs glaciations postémiennes, ce qui pose de suite le problème de raccord avec la chronologie alpine.

En l'état actuel des recherches, deux hypothèses chronologiques différentes apparaissent possibles : la *première consiste à retenir l'existence de quatre glaciations*, la plus ancienne anté-émiennienne correspondant au Riss alpin, les trois autres (deux courtes d'abord puis une longue) étant de véritables glaciations post-émiennes.

La seconde hypothèse est celle de deux grandes glaciations seulement : une glaciation pré-éemienne, suivie d'un Émien interglaciaire complexe caractérisé par trois cycles de réchauffement encadrant deux phases très froides mais trop courtes pour avoir permis des glaciations étendues, auxquelles succède une glaciation post-éemienne (Würm) comportant à elle seule plus d'une dizaine de stades froids séparés par de légers réchauffements.

Dans la région de Remiremont, l'établissement d'une chronologie est par ailleurs rendue difficile par les ambiguïtés qui persistent quant à la mise en place des dépôts soit lors de glaciations soit lors de simples stades glaciaires. L'établissement d'une chronologie relative à partir de la localisation, de l'altitude, de la composition, de l'altération des formations est également délicate en raison des incertitudes sur la nature de certaines d'entre elles, faute de coupes, et en raison des convergences de formes, évoquées ci-dessus, en particulier entre *kame ridge* fluvio-glaciaire, mis en place entre des culots de glace morte, et moraines terminales. En effet, seules les moraines terminales permettent de suivre les arrêts du front glaciaire avec quelque certitude.

En l'état actuel des connaissances, il est préférable de ne pas établir une chronologie hasardée même relative des moraines et des divers dépôts de la feuille Remiremont. *Quelques indications peuvent néanmoins être avancées :*

— La glaciation la plus ancienne, antérieure à l'Émien décrit à la Grande Pile, a recouvert d'une calotte tous les sommets à l'Est de la Moselle actuelle et les vallées qui étaient probablement déjà sérieusement esquissées, ensuite approfondies et remodelées par les glaciations successives.

Ces vallées canalisait les glaces vers la confluence Moselotte—Moselle. Ainsi s'établissait une double sollicitation sur le déplacement des glaces : l'une en direction de l'Ouest et du Nord-Ouest en fonction de la pente générale des interfluves, l'autre imposée par le tracé des vallées faisant converger d'importantes masses de glace entre Vagney et Remiremont. Une partie des glaces passait par-dessus le massif du Fossard au moment où le glacier de la Moselle atteignait presque Épinal. Il se produisait, en outre, diverses diffluences et transfluences par de nombreux cols : col de Morbieu, du Rhamnè, de Xiard, de Longeroye entre les vallées de la Moselotte et de la Moselle. Par ailleurs, les glaces franchissaient presque partout vers l'W-SW les crêtes à l'Ouest de la vallée de la Moselle, en direction du bassin de la haute Saône ou vers la vallée de la Niche. Elles étaient épaisses à l'emplacement des cols et des parties relativement basses : au Sud du fort de Rupt, à l'Ouest et au Nord de Remiremont, où les glaces dépassaient les limites de la feuille.

À l'Ouest de la section de la vallée de la Moselle comprise entre Rupt et Remiremont, localement, la morphologie et l'absence de dépôts indiquent que certains plateaux n'ont pas été recouverts par le glacier ; le Haut-des-Très, le Roulier, le Haut-du-Seux, les Charrières près du Val-d'Ajol. La glace était canalisée par les vallées de Méreille et de la Combeauté. Et dans la vallée de l'Augronne, elle n'est pas allée très loin.

— Une série de dépôts variés au Sud du Girmont-Val-d'Ajol et à l'Ouest de Remiremont indiquent une période de stabilité relative du front glaciaire, en retrait par rapport à l'extension maximum, avec de légères fluctuations et phases de retrait correspondant peut-être à une des glaciations ou à des stades post-émiens. Le glacier débordait encore de la vallée de la Moselle en direction de l'Ouest. Un lobe passait au Sud du fort de Rupt, contournait le plateau de Giraultfaihy et envoyait un diverticule jusqu'au Girmont-Val d'Ajol (moraines de Corfaing), contournait la Tête des Mozets, descendait peut-être encore dans la vallée de la Combeauté jusqu'aux abords de Faymont. Au Sud de Remiremont, un autre lobe passant par la Croisette contournait les buttes du Sapenois et du Bambois vers Olichamp dans la vallée de l'Augronne. À l'Ouest de Remiremont, il s'avancéait encore jusqu'à Fallière, Michotte, Mailleronfaing, contournait les Hauts-de-Raon, atteignait Raon-aux-Bois. L'étagement

des dépôts, la succession de moraines et de dépôts lacustres, dans le bassin de Remiremont, permettent de suivre les étapes du retrait de ce lobe glaciaire, le rétrécissement et l'amincissement du glacier de la Moselle.

— À l'Est de la Moselle, les dépôts glacio-lacustres, étagés et logés dans les vallées affluentes, correspondent à des stades tardifs, lorsque les glaces n'occupaient plus que le fond des vallées principales, Moselle et Moselotte, et fermaient encore ces petites vallées.

D'une manière générale, sur le territoire de la feuille Remiremont, la variété, la discontinuité, les imbrications des dépôts rendent difficile l'établissement d'une chronologie relative ou absolue, faute, par ailleurs, de critères fiables de datation. En particulier, tous les dépôts sont constitués, en proportion variable, des mêmes matériaux présentant, à peu de chose près, le même degré de fraîcheur, de telle sorte qu'il est bien difficile de savoir si tel dépôt pourrait être plus ancien qu'un autre en fonction du degré d'altération de ses constituants.

RISQUES NATURELS ET GÉNIE CIVIL

SÉISMICITÉ

La région de Remiremont présente une activité sismique locale notable, caractérisée par sa fréquence et par l'intensité élevée du séisme historique par excellence de cette région.

C'est le séisme de Remiremont (12.5.1682) qui met la région en relief sur les cartes des intensités maximales connues en France (VIII).

Ce séisme a fait l'objet d'une mise au point par Uhry (1913). À Remiremont, les dégâts sont connus en détail grâce à plusieurs documents d'archives et à la presse contemporaine, pour l'église collégiale Saint-Pierre en particulier.

Ce séisme majeur a été ressenti notablement à grande distance, jusqu'en Orléanais, Souabe et Savoie.

Cet événement éclipse facilement une foule d'autres séismes, locaux ou régionaux ou présumés tels qui, sans être destructeurs, avec des intensités de VI au maximum, ne présentent pas moins un grand intérêt pour l'analyse sismo-tectonique régionale.

Pour ne prendre que ces exemples, nous connaissons fort mal les secousses :

- du 10.6.1735, signalée à Remiremont où elle provoque l'épouvante,
- du 18.1.1757 (Remiremont, Bruyères, Saint-Dié, Belfort...),
- du 7.10.1821 (Remiremont, Plombières, Bains, Xertigny, Épinal),
- du 29.1.1831 (Remiremont, Saint-Dié),
- du 12.7.1851 (Remiremont, Épinal, Châtel, Plombières, Corcieux),
- de septembre/octobre 1858 (essaims de Remiremont et Cleurie),
- du 6.4.1859 (Plombières, basse Moselotte, Cleurie),
- du 13.9.1882 (Plombières, le Thillot, Rupt, Vecoux, Saulxures, Cornimont).

En revanche, les séismes du XX^e siècle sont mieux connus, surtout s'ils ont fait l'objet d'enquête du B.C.S.F.(*) Exemples :

- 6.8.1903 (le Thillot, Rupt, Bussang, Saint-Maurice),
- 17.12.1923 (Plombières),
- 5.12.1926 (Remiremont, Val-d'Ajol, Plombières),
- 22.7.1961 (région de Plombières), etc.

(*) Bureau central sismologique français.

Au cours des quinze dernières années, de nombreux épi centres microsismiques sont signalés dans la région.

Sans entreprendre une discussion sismo-tectonique, il convient de souligner que l'activité sismique de la région de Remiremont présente une remarquable symétrie avec celle du Sud de la Souabe où la fréquence des séismes est cependant plus élevée, avec des intensités notables plus nombreuses.

Bien entendu, de nombreux séismes lointains sont ressentis dans ce domaine.

Exemple :

- séisme Souabe du 16.11.1911 (craquements de meubles et oscillation de menus objets à Remiremont),
- séisme jurassien du 8.1.1925,
- séisme du Kaiserstuhl du 28.6.1926, (« craquements de... charpente, ébranlement de meubles... » au Thillot d'après enquête B.C.S.F.),
- séisme Souabe du 3.08.1978.

MOUVEMENTS DE TERRAIN

Il n'existe, actuellement, aucune vue d'ensemble des mouvements de terrain dans les Vosges, cependant les recherches de ces dernières années permettent de connaître quelques « cas » à différentes échelles.

Les mouvements majeurs présentent un caractère exceptionnel. Tel est le cas du glissement qui se produit dans la vallée de Cleurie, dans le contexte de pluies diluviennes et de l'inondation catastrophique de juillet 1770 (déluge de la Sainte-Anne) provoquant l'éboulement d'une « partie de la montagne sablonneuse de Berlingoutte » au Tholy (X. Thiriart, 1866).

En revanche, fréquents sont les mouvements mineurs affectant essentiellement les formations d'altération des granites et des grès et diverses formations de versant.

D'une part, facilités par un mauvais drainage, se produisent des mouvements lents se traduisant par des bourrelets sur nombre de versants revêtus de placages morainiques.

D'autre part, des mouvements brutaux d'ampleur variée se déclarent à la suite de précipitations importantes ou d'une brutale fusion des neiges. De tels processus sont ainsi signalés début mars 1896 au Val-d'Ajol : derrière l'école d'Hamanxard se produit un « éboulement », tandis que des « éboulements de terre » coupent un chemin en dessous de la Feuillée. De tels phénomènes se répètent fréquemment dans toute la région.

À cette échelle, le facteur anthropique intervient lui aussi. En période de pression démographique, la culture de nombreux versants facilite une érosion anthropique virulente caractérisée à la fois par des ravinements et des glissements dont les rideaux (rains) seraient un lieu d'élection. Si ce problème ne se pose plus guère aujourd'hui, il contribue cependant à expliquer les particularités de certaines formations de versant et d'accumulations dans les vallons.

Par ailleurs, il existe de nombreux éboulis et traces d'éboulements de blocs et même de panneaux. Ces éboulements affectant surtout les formations gréseuses du Buntsandstein sont essentiellement situés en forêt et n'ont pas eu d'incidence catastrophique jusqu'alors dans le domaine de la feuille Remiremont. Avec le développement de l'urbanisation et des chemins forestiers, il convient cependant de leur prêter quelque attention. Ces phénomènes ont toujours un caractère plus ou moins aléatoire et résultent des effets conjugués de la fracturation tectonique et de l'altération.

Pour les granites, l'altération produit des arènes et des blocs qui alimentent généralement, sans incidents notables, les formations de versants. Pour les Grès vosgiens, il semble que l'altération différentielle des bancs joue un rôle fondamental.

Le long d'une falaise, des bancs se creusent plus ou moins selon leur susceptibilité à l'altération. Les risques d'écroulement de la falaise croissent avec l'épaisseur du banc altéré.

GÉOTECHNIQUE

Stabilité des talus

Si la fabrication de talus dans les roches cristallines ne pose pas de problème, en revanche nombre d'entre eux dans les Grès vosgiens sont instables. En effet, des grès apparemment résistants peuvent, sous l'action des alternances de gel et dégel et par hydrolyse, s'altérer en un ou deux hivers sur une épaisseur de 0,50 m et les signes d'instabilité apparaître après quelques années.

L'expérience régionale montre qu'en l'absence de précautions particulières, la pente des talus ne doit pas dépasser 3/2.

Fondations

Hormis les fondations sur des terrains en pente et/ou sur des formations de versant, il ne se pose pas de problème particulier. Dans ce cas, il est nécessaire de délimiter avec précision les formations de versant ou d'altération dont l'épaisseur peut être variable.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie

La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 1 200 mm au Nord-Ouest et 1900 mm au Sud-Est. Elle correspond à des précipitations concentrées sur les mois d'hiver (novembre à mars pour l'essentiel) avec des épisodes orageux au cours de l'été (juillet—août).

Hydrométrie

L'essentiel de la feuille Remiremont se trouve dans le bassin de la Moselle et de ses affluents. Cependant, dans la partie sud-ouest de la feuille, plusieurs rivières appartiennent au bassin de la Saône : Breuchin, Combeauté, Augronne. À l'exception de la frange ouest, les bassins versants sont peu perméables, sauf en fond des vallées.

Les principales stations de jaugeage en place concernent :

- le Rupt de Cleurie (gérée par le SRAEL^(*)),
- la Moselle à Zainvillers (gérée par le SIM - CEE^(**)),
- la Moselle à Rupt-sur-Moselle (gérée par le SIM - CEE^(**)).

La Moselle, à l'aval immédiat de sa confluence avec la Moselotte, a un débit moyen interannuel de 22,1 m³/s, soit un débit spécifique de 38,18 l/s/km² pour un bassin versant de 578,8 km². La fréquence d'apparition des débits d'étiage correspond aux valeurs suivantes :

- une année sur deux = 4,70 m³/s
- une année sur cinq = 3,00 m³/s
- une année sur dix = 2,36 m³/s.

L'ensemble de ces cours d'eau présente en général une eau de qualité bonne à exceptionnelle (1A-1B).

(*) SRAEL = Service régional de l'aménagement des eaux de Lorraine.

(**) SIM—CEE = Service de l'Industrie et des Mines—Circonscription électrique de l'Est.

Hydrogéologie

Les principaux aquifères sont :

- le substratum cristallin,
- les grès du Trias inférieur (Buntsandstein),
- les formations de recouvrement.

Substratum cristallin

Sous ce vocable est regroupé l'ensemble des formations cristallines et cristallo-phylliennes voire volcaniques. Bien qu'aucun forage de recherche d'eau n'ait été réalisé dans le substratum cristallin des Vosges, à l'image de ce qui a été démontré en Bretagne au cours de ces dernières années, on ne peut exclure, *a priori*, la possibilité de délimiter des zones cataclasées susceptibles de constituer un réservoir aquifère (bordure du fossé du Val-d'Ajol, par exemple). Les recherches devraient être orientées vers des secteurs cataclasés dans des roches leucocrates, à proximité d'épandage de matériaux fluvioglaciaux *s.l.* ou de « chapeaux » de grès triasiques dans le but d'utiliser le rôle transmissif du substratum cristallin et de solliciter l'effet capacitif des formations sédimentaires de recouvrement.

Grès du Trias inférieur (Buntsandstein)

Ceux-ci sont surtout présents dans la moitié ouest de la feuille Remiremont. Ils sont morcelés par l'érosion ; leur épaisseur s'accroît du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Ils constituent un aquifère dont les sources de déversement sont utilisées pour alimenter un certain nombre de collectivités (Remiremont *pro parte*, Faymont, le Val-d'Ajol, le Moncel et la Croix, etc.). Les eaux de cet aquifère sont résistantes (20000 à 40000 ohm.cm), acides (5,4 à 6,5), douces (0,5 à 3 °F) et peu minéralisées (30 à 50 mg/l) et nécessitent un traitement avant distribution (neutralisation).

Formations de recouvrement

Sous ce terme est regroupé l'ensemble des formations superficielles. Celles-ci ont une origine très variable et sont présentes sur tout le territoire de la feuille Remiremont. Elles constituent des aquifères superficiels morcelés sur les versants ou les plateaux, continus en fond des vallées pour les alluvions.

Leurs caractéristiques hydrodynamiques dépendent, pour l'essentiel, de leur épaisseur et de la granulométrie des matériaux meubles constituant la matrice de l'aquifère. C'est ainsi que, dans la vallée de la Moselle et de la Moselotte, si la partie supérieure (5 à 10 m) de remblaiement fluviolacustre est formée de matériau grossier et transmissif, sa partie inférieure (plusieurs dizaines de mètres) formée de sables fins est beaucoup moins perméable.

Avant d'entreprendre toute étude de mobilisation de ressources en eaux souterraines, il est donc essentiel de connaître l'origine des matériaux et leurs caractéristiques granulométriques, afin de pouvoir préciser les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère et le mode d'équipement des ouvrages d'exploitation (afin d'éviter les phénomènes d'ensablement).

Les débits spécifiques mesurés sur les forages accessibles sont compris entre 10 et 125 m³/h/m pour une transmissivité variant de 5.10⁻⁴ à 2.10⁻²m²/s.

Les eaux issues de ces formations de recouvrement sont peu minéralisées (10 000 à 50000 ohm.cm, pour un résidu sec à 105 °C compris entre 50 et 300 mg/l), douces (0,5 à 3 °F) et acides (pH = 5,4 à 6,2). Comme les eaux issues des grès du Buntsandstein et du socle cristallin, elles nécessitent une neutralisation avant distribution.

Alimentation en eau des collectivités et industries

Saint-Etienne-lès-Remiremont, Vecoux, Rupt-sur-Moselle, Basse-sur-le-Rupt, Rochesson, Saint-Amé, Julienrupt, Saulxures-sur-Moselotte, Faymont, la Longine, le

Ménil, le Thillot sont alimentés à partir de 48 sources ainsi que, pour partie, Remiremont, le Syndicat et le Val-d'Ajol.

Vagney, Thiéfosse, Sapois ainsi que Remiremont, Saint-Nabord, le Syndicat et le Val-d'Ajol pour partie sont alimentés à partir de 9 forages implantés dans les nappes alluviales.

Au total, 160 points d'eau ont été recensés lors de l'inventaire réalisé en 1969 par le Laboratoire d'hydrologie de l'ENSG auxquels s'en ajoute un certain nombre réalisés depuis lors.

Hydrothermalisme

Deux sources tièdes sont connues à l'heure actuelle sur le territoire de la feuille Remiremont : la Chaudefontaine de Vecoux dont «les propriétés médicinales jouissaient autrefois de beaucoup de réputation» (Annuaire des Vosges, 1830) et la source du Rehaingoutte à Saulxures-sur-Moselotte.

La situation de ces émergences est précisée sur la carte à 1/50000 Remiremont. Leurs caractéristiques principales sont résumées ci-après :

	Temp. °C	Résidu sec. 105 °C mg/l	PH	TH °F	SiO ₂ mg/l	CO ₃ - mg/l	Ca** mg/l	Débit m ³ /h	Rabat. m
CHAUDE-FONTAINE de VECOUX	22,2	140	7,74	8,5	17	98	22	9 à 12	0,60
SOURCE du REHAINGOUTTE à SAULXURES/ MOSELOTTE	18,2	95	8,0	5	15	67	12	non mesurable	

La Chaudefontaine émerge dans des éboulis de pente tapissant le Granite des Crêtes à proximité d'une faille est—ouest, alors que la source du Rehaingoutte à Saulxures-sur-Moselotte est issue de matériaux glaciaires reposant aussi sur le Granite des Crêtes.

D'après G. Minoux, ces sources thermales sur lesquelles il a pu être noté des dégagements gazeux sont d'origine endogène et liées en général à des accidents de type varisque.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Gîtes minéraux

Le territoire couvert par la feuille Remiremont se trouve essentiellement dans le domaine des roches granitiques pauvres en gîtes minéraux. Seuls les filons fluo-barytiques (Faymont, les Mousses, Maxonchamp) situés dans un petit district fluorifère présentent quelque intérêt ainsi que *le filon cupro-argentifère de Fresse-sur-Moselle-Bussang*.

Les autres indices minéralisés offrent toutefois des particularités originales (*le Haut Poirot* : W, Mn ; *Hérial* : Pb, V ; *Saulx* : Pb, Zn, Cu, Fe, Ba, Mo ; *la Feuillée-Dorothée* : U). Enfin, à la suite des travaux d'inventaire en cours au B.R.G.M., il s'y ajoute quelques indices alluvionnaires d'or *natif*, de *molybdénite*, de *niobo-tantalite*, de *cassitérite* et de *wolframite*.

Faymont

Le faisceau filonien fluo-barytique de Faymont, dans la haute vallée de la Combeauté, est dans une situation géotectonique particulière marquée par un important réseau de fractures qui a déterminé le graben du petit bassin permien du Val-d'Ajol.

Un important dyke siliceux dit de Faymont (5-4003) s'est installé le long de la faille bordière nord-ouest du bassin. Divers filons de barytine et fluorine se trouvent au voisinage immédiat de ce dyke, dans le socle granitique du compartiment haut, formé de granite alcalin porphyroïde rattaché au Granite des Crêtes, cataclaté à des degrés divers, silicifié et altéré hydrothermalement.

Outre ce dyke, le faisceau filonien comprend cinq éléments principaux dont les remplissages sont probablement en relation avec les mêmes phases tectoniques (phase palatine précoce) comme l'atteste la présence, dans les caisses filoniennes, d'enclaves gréseuses saxoniennes (à côté d'enclaves granitiques). Les deux plus importants, anciennement exploités, sont le filon de barytine (5-4001) et le filon de fluorine (5-4002) du bois de la Vêche (rive gauche) ; un troisième, le filon de la Poudrière est uniquement quartzeux et ferrifère, tandis que sur la rive droite il existe un petit filon de fluorine au lieu-dit Aux Angles (5-4004) et un filon de barytine à la tête de Braire (5-4006). Il est à noter que des accidents postérieurs, post-triasiques, sont également fréquents dans ce secteur ; ils peuvent être accompagnés de silicifications mais, apparemment, jamais de barytine ni de fluorine.

- **Dyke de Faymont** (5-4003). Puissant de 120 m à la traversée de la Vallée des Roches et connu sur une longueur de 4 km, il est le résultat de plusieurs bréchifications et silicifications dont une phase majeure accompagnée de barytine et de rare fluorine. Les silicifications et, à un moindre degré, les cristallisations de barytine ont affecté également les terrains encaissants adjacents. Dans le dyke lui-même, la barytine peut former quelques lentilles massives individualisées (le Creux de la Lanterne, 5-4008 ; Clos Méline, 5-4005).

- **Filon de fluorine du bois de la Vêche** (5-4002). Ce filon, actuellement inaccessible, a fourni environ 2000 tonnes de spath métallurgique dans les années 1950. Au mur, une caisse principale atteignant une puissance de 12 à 15 m est formée de quartz cellulaire friable renfermant 12 à 20 % de fluorine ainsi que de la barytine ; une bande enrichie au toit, épaisse de 4 à 5 m, renferme 60 à 70 % de CaF_2 . Connu sur une longueur totale de 700 m, il présente une direction générale N 70° E et il est accompagné localement de lentilles satellites de quartz et fluorine. Comme l'ont démontré les travaux récents du B.R.G.M., la majeure partie de la fluorine a été dissoute et il ne reste généralement plus que le «squelette siliceux».

D'après G. Jurain (1962), ce filon renfermerait en outre une légère minéralisation en cuivre.

- **Filon de barytine du bois de la Vêche** (5-4001). C'est le plus important économiquement (20000 tonnes extraites de Ba SO_4). Connu sur une longueur de 350 m environ et une dénivelée de 130 m, il remplit une cassure de direction générale N 100° E. Il est limité à l'Ouest par une faille postérieure. Vers l'Est, les travaux ont été arrêtés avant d'en connaître la fin en raison de la quartzification de la caisse aux dépens de la barytine. Sa puissance moyenne est de l'ordre de 1,50 à 2 m avec quelques renflements atteignant 4 à 5 mètres.

Le remplissage est constitué par du quartz et de la barytine blanche, auxquels s'ajoute de la fluorine verte, plus rarement bleue, dont la proportion augmente avec la profondeur. Comme les autres filons, il renferme des enclaves tant arkosiques que granitiques qui témoignent de sa mise en place vers la fin du Permien. Des vides de grande dimension proviennent de la dissolution de la fluorine. Diverses lentilles satellites parallèles se trouvent à son voisinage immédiat.

Le B.R.G.M. y a récemment mis en évidence une minéralisation accessoire en Cu-Bi localisée dans les travaux inférieurs.

La présence de sulfures et l'association des cristallisations avec divers épisodes tectoniques successifs sont des arguments en faveur d'un remplissage hydrothermal classique, à opposer à un remplissage *per descensum* proposé antérieurement (B. Poty, 1963). De plus, il est permis de penser que l'hydrothermalisme est en relation directe avec le volcanisme acide permien, lequel est certainement responsable de la formation du gîte fluo-barytique stratiforme de Saint-Dié à la même époque.

Filons des Mousses

Situé à 5 km au Sud du faisceau de Faymont, deux filons voisins (5-4010) encaissés dans des granito-gneiss présentent un remplissage de *quartz* et *fluorine* ; dirigés N 30° E, leur puissance est de 0,5 m à 2 m. Ils ont fait l'objet de quelques travaux d'exploration. Ils renferment comme minéraux accessoires des *oxydes de fer* ainsi que des grains de *chalcopryrite* et des mouches de *galène*. Concurrément avec le filon de Maxonchamp, ils constituent une transition avec les filons plombifères et plombo-zincifères des Vosges méridionales à gangue de fluorine. D'après G. Jurain (1962), il existerait vers Hamanxard un autre filon constitué essentiellement par du quartz blanc broyé recimenté par de la calcédoine qui renfermerait des *oxydes de Mn*, de l'*oligiste* et de la *barytine* ; sa puissance atteindrait 2 mètres.

Maxonchamp

Le filon de fluorine de Maxonchamp (6-4001), exploité actuellement par la Société des Mines du Haut-du-Them, est encaissé dans la zone de broyage d'une faille subverticale N.NW—S.SE, traversant les granito-gneiss de la haute Moselle, les gneiss perlés du Val-d'Ajol et les microgranites de Corravillers, près de l'ancien fort de Rupt. Cette faille est reconnue sur une longueur de 2 km mais la minéralisation complexe et très lenticulaire ne s'étend que sur 250 m, dans la partie nord, la hauteur explorée atteignant 180 mètres.

Sur une veine principale située au mur (Ouest) sont branchées des veines secondaires se ramifiant vers le toit ; l'épaisseur, très variable, peut atteindre 6 mètres. Les dimensions totales sont modestes, car le tonnage reconnu jusqu'ici (production + réserves) ne dépasse guère 75000 tonnes.

La *fluorine*, qui peut former 75 à 80 % du remplissage, est généralement massive, de teinte claire (verte ou jaune) dans le centre des veines, plus foncée (violette) vers les épontes. Surtout dans les niveaux supérieurs, elle peut constituer de belles cristallisations géodiques. Exceptionnellement, se rencontre de la *barytine*.

La Poirie

Le dyke siliceux de La Poirie est dans une situation analogue à celle du dyke de Faymont, le long de la faille bordière nord—sud d'un dépôt permien. D'après Ch. Vélain (1885), il renfermerait également de la *barytine* et de la *fluorine*, cristallisées dans des géodes, avec en plus de la *pyrite* jaune.

Cette minéralisation n'a pu être retrouvée mais, par contre, les travaux d'inventaire du B.R.G.M. ont permis de découvrir non loin de là, entre Moselle et Moselotte, plusieurs indices nouveaux de fluorine échelonnés depuis le col des Chenau, au Nord, jusqu'à la Tête de Houé, au Sud, soit sur une distance de 2,5 km. Ces indices, tous du même type, consistent en *minces remplissages de fluorine violette dans les diaclases des roches granitiques*, avec une localisation préférentielle, semble-t-il, dans des faciès particuliers syénitiques (cas du col de Longeroie).

Ces mêmes travaux d'inventaire, d'une façon plus générale, ont mis en évidence une vaste zone anormale pour le fluor, concrétisée actuellement par des anomalies hydrogéochimiques de l'ion F⁻ et des indices alluvionnaires. La feuille Remiremont

renferme donc un *district fluorifère* de forme générale triangulaire, dont les sommets se trouveraient sensiblement à Faymont, Ferdrupt et Crémanviller.

Fresse-sur-Moselle

Les *minéralisations cupro-argentifères de Fresse-sur-Moselle*, situées en grande partie sur le territoire des feuilles Munster et Thann, sont encaissées dans un filon quartzeux subvertical, dirigé W.NW—E.SE, qui traverse les microgranites et les microsyénites séparant le Granite fondamental du Viséen inférieur de la série d'Oderen. Ce filon, connu sur une distance de 4 km, de la chapelle des Vès (8-4001), à l'Ouest, à la Noire-Goutte de Bussang, à l'Est, a fait l'objet d'exploitations anciennes (23 mines citées dans la littérature), surtout prospères au XVI^e siècle et au début du XVII^e ; la plupart se trouvent sur le territoire de Bussang (cartes Thann et Munster) ; deux seulement (le Pont Charrau et la Noire-Goutte), sur celui de Fresse, ont fait l'objet d'une tentative de reprise en 1937-1939.

Saulx

L'*indice polymétallique de Saulx* (Pb, Zn, Cu, Fe, Mo) (7-4001), objet de quelques travaux anciens de date inconnue, se trouve à proximité du village, dans un lambeau de Viséen volcano-sédimentaire métamorphique situé sur la bordure nord du massif granitique de Corravillers. Sans valeur économique, il présente toutefois un intérêt métallogénique, notamment en raison de la présence de molybdénite.

Le Haut-Poirot

Le *gisement de manganèse et tungstène dit du Haut-Poirot* (4-4 001, 4-4 002), à 8 km environ au Sud-Ouest de Gérardmer, comprend plusieurs filons encaissés dans le granite à deux micas de Remiremont non loin du grand chevauchement du Cellet. À leur voisinage, le granite est fortement altéré et parcouru par des réseaux de filonnets de quartz et calcédoine.

Le filon principal, sur la rive gauche du ruisseau le Roulier, connu sur une longueur de 600 m environ, présente un pendage nord, sa direction variant de N 110° à N 140° E. Il est directement associé à une bande taillée et silicifiée (quartz hématite) qui a joué postérieurement à la minéralisation (bréchification des oxydes de Mn).

En plus de la barytine et des oxydes de Mn, le remplissage comprend de la *calcédoine* localement abondante, de la *scheelite*, de la *calcite manganésifère* et des traces de sulfures de cuivre : *bornite* et *chalcosine*. Il existe également du tungstène non exprimé minéralogiquement, dans le réseau des oxydes de manganèse.

Hérival

Situé non loin de Faymont, tout près de l'ancien monastère, le petit filon d'Hérival (2-4001), sans aucun intérêt économique, présente la particularité de renfermer de la *vanadinite*, ce qui lui a valu la faveur d'intéresser spécialement les minéralogistes (cf. L. et H. Longchambon, 1932) ; une galerie de recherches y a été exécutée en 1935.

Encaissé dans un granite à biotite très altéré, il remplit une fracture nord—sud et sa puissance ne dépasse pas 10 cm.

La Feuillée-Dorothee

Un petit indice d'uranium se trouve près du Val-d'Ajol, au lieu-dit la Feuillée-Dorothee, dans un conglomérat surmonté d'argilolites. Il s'agit de lamelles d'*autunite* plaquées à la surface de galets. Cette minéralisation ne semble pas liée à un horizon stratigraphique mais à une zone fracturée de direction nord-est. Une prospection radiométrique, effectuée autrefois par le C.E.A., n'a pas permis de reconnaître une extension notable de cette minéralisation.

Indices alluvionnaires

Divers indices alluvionnaires ont récemment été découverts par le B. R. G. M.

- *Or natif*. Faibles indices, notamment dans la Niche et autres ruisseaux autour de Raon-aux-Bois. Le gisement en place, lui-même secondaire, doit se trouver dans le Grès vosgien.
- *Molybdénite*. Un indice alluvionnaire près de Rupt-sur-Moselle, non loin de Saulx et du district molybdifère des Ballons.
- *Niobo-tantalite*. Un indice près de Remiremont. C'est la *première occurrence* de ce minéral signalée dans l'ensemble des Vosges.
- *Wolframite*. Un indice non loin du Haut-Poirot.
- *Cassitérite*. Nombreux indices, présentant une certaine concentration autour du massif de la tête de l'Avuxon couronné par un lambeau-relique de Trias inférieur. Comme l'or natif, cette cassitérite proviendrait du Grès vosgien.

Autres ressources minérales

L'exploitation de divers matériaux de construction a connu autrefois un développement considérable, elle est maintenant en régression exception faite des sables et graviers.

Grès vosgiens. Les grès étaient autrefois exploités pour les besoins locaux de la construction. Il n'y avait cependant pas de grande carrière dans le périmètre de la feuille Remiremont et les exploitations étaient de taille modeste.

Granites. Divers granites furent longtemps exploités aussi bien pour la voirie que comme pierre à bâtir ou ornementale. Son utilisation est actuellement limitée à l'ornementation.

Le Granite de Remiremont a connu une intense exploitation pour la fabrication de pavés et de bordures de trottoir, en particulier aux environs de Saint-Amé où il existait d'énormes carrières maintenant toutes abandonnées.

Ce granite et celui de Ventron étaient aussi utilisés pour l'empierrement. À Saulxures, une importante carrière a longtemps fourni du ballast à la S.N.C.F.

Seul le Granite du Tholy et surtout le Granite des Crêtes sont encore exploités pour l'industrie de la pierre ornementale, en particulier funéraire.

Grauwackes. Les grauwackes du Culm fournissent un matériau d'empierrement provenant essentiellement d'une grande carrière située au Nord-Est du Thillot, encore exploitée d'une manière épisodique.

Sables et graviers. Les dépôts alluvionnaires au sens large, glaciaires, fluvio-glaciaires, lacustres constituent d'importantes ressources en sable et gravier qui supplantent maintenant les produits concassés aussi bien pour la voirie que pour le bâtiment. Les importants dépôts glacio-lacustres situés entre Remiremont et Fallière (Charate, Hellet) sont intensivement exploités depuis de nombreuses années.

Formations de versants, éboulis. D'importantes accumulations de matériaux résultant de la désagrégation des roches par le gel sont localement exploitées pour l'empierrement des chemins forestiers ou comme remblais.

Tourbes. Il existe un certain nombre de tourbières en particulier sur les grès du Trias. La tourbe a localement été exploitée, en particulier durant la dernière guerre mondiale, comme combustible (la Demoiselle à l'Ouest de Remiremont, les Charmes entre Rupt et Thiéfosse).

L'industrie de la pierre employait autrefois une importante main-d'œuvre spécialisée tant pour son exploitation que pour son façonnement et son utilisation. Cette industrie est maintenant en pleine récession, malgré le maintien d'une production notable de pierre ornementale surtout funéraire ; pourtant les ressources ne manquent pas.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

Nombre de publications citées fournissent des listes bibliographiques détaillées.

- ANDRÉ M.-F. (1976) — L'efficacité du travail des glaciers quaternaires dans les vallées supérieures de la Moselle. *Mém. de maîtrise Géographie, université de Paris I.*
- DARMOIS M., DEZERT B., FLAGEOLLET J.-C. (1976) — Livret-guide excursion Vosges méridionales. Journées géographiques, Nancy. Département des sciences géographiques, université de Nancy II.
- BONHOMME M. (1964) — Âge, par la méthode au strontium, de quelques granites des Vosges moyennes. *Sciences de la Terre*, X, 3-4, p. 385-393.
- BONHOMME M. (1967) — Âge, par la méthode au strontium, des micas du granite des Crêtes (Vosges). 92^e Congrès des Stés savantes, Strasbourg, t. II, p. 339-340.
- BONHOMME M. et FLUCK P. (1974) — Compléments de pétrographie et analyse isotopique rubidium-strontium des gneiss granulitiques de Ste-Marie-aux-Mines. Mise en évidence et datation de deux époques de métamorphisme. *Sci. géol.*, bull. 27-4, p. 271-283.
- DURAND M. (1978) — Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein (Trias inférieur et moyen continental des Vosges méridionales). Thèse 3^e cycle, université Nancy I.
- COULON M., FOURQUIN G., PAISCHELER J.-C., CONIL R., LYS M. (1978) — Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales et datations obtenues par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues. *Sci. géol.*, t. 31, fasc. 2, p. 77-97, 2 pl. h.-t.
- ELLER J.-P. von, FLUCK P., HAMEURT J., RUHLAND M. (1972) — Présentation d'une carte structurale du socle vosgien. *Sci. géol.*, bull. 25, I, p. 3-19, Strasbourg.
- ELLER J.-P. von (1976) — Vosges — Alsace. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris.
- FLAGEOLLET J.-C., HAMEURT J. (1971) — Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). *Rev. Géogr. Est*, Nancy, II, n° 2, p. 119-181, 3 dpl. h.-t., 3 ph. h.-t., bibl.
- FLAGEOLLET J.-C., HAMEURT J. (1974) — Excursions sur le glaciaire vosgien. Livret guide. 2^e Réunion annuelle des Sci. de la Terre, Pont-à-Mousson.
- FLUCK P., WEIL R., WINNENAVER W. (1975) — Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes. *Mém. B.R.G.M.* n° 87.
- FOURQUIN Cl. (1973) — Contribution à la connaissance du tectogène varisque dans les Vosges méridionales. *Sci. Géol.*, bull. 26, p. 3-42, Strasbourg.
- GAGNY Cl. (1959) — Contribution à l'étude des granites de l'Association des Crêtes dans le bassin de la haute Moselle (Vosges méridionales). Thèse 3^e cycle (pétrographie), univ., Paris, 83 p.
- GAGNY Cl. (1968) — Pétrogenèse du Granite des Crêtes. Vosges méridionales. Thèse sciences, univ. Nantes, 546 p.
- GARDET G. (1965) — Préglaicière, glaciaire et fluvio-glaciaire de la feuille Épinal au 1/80000, n° 85, révision (note inédite).
- HAMEURT J. (1967) — Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 26, 402 p., 1 carte h.-t., Strasbourg.

- HAMEURT J. et VIDAL Ph. (1973) — Contribution de la géochimie isotopique du strontium à la connaissance du socle des Vosges. Les granites des Vosges moyennes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, n^{os} 3-4, p. 246-251, 4 fig., 4 tbl.
- HATT J.-P. (1937) — Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du Nord-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 4, p. 1-79, Strasbourg.
- HILLY J., HAGUENAUER B. et coll. (1979) — Lorraine — Champagne. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris.
- HOGARD H. (1840) — Observations sur les traces des glaciers qui à une époque reculée paraissent avoir recouvert la chaîne des Vosges et sur les phénomènes géologiques qu'ils ont pu produire. *Ann. Soc. d'émul. Vosges*, IV, p. 91-112, Épinal.
- MOUILLAC J. (1974) — Géologie du Granite des Ballons et de ses minéralisations cuivre-molybdène associées (Vosges méridionales). Essai de contrôle métallogénique des résultats de la prospection. Thèse doct. univ. Nancy I.
- NORDON A. (1931) — Étude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la haute Moselle. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. V, p. 245-288.
- PERRIAUX J. (1961) — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 18, Strasbourg.
- SALOMÉ A. L. (1968) — A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges. Rijksuniversiteit, Utrecht, 84 p., 3 cartes h.-t., 2 tabl. h.-t.
- SERET G. (1966) — Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Rev. belge de Géogr.*, 90^e ann., fasc. 2-3, 577 p., Bruxelles.
- UHRY (1913) — Le tremblement de terre de Plombières-Remiremont, 1682. *Annales de géographie*, t. XXII.
- VÉLAIN Ch. (1885) — Le Permien dans la région des Vosges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XIII, p. 536-564.
- VOGT J. et al. — Les tremblements de terre en France. *Mém. B.R.G.M.*, à paraître.
- WOILLARD G. (1974) — Recherches sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. Thèse doctorale univ. cathol. Louvain, 126 p.

Gîtes minéraux

- AUBERT J. (1968) — Étude géologique de la mine du Haut-du-Them (Vosges). D.E.S. Nancy, 56 p.
- BAPST G., SIAT A., WEIL R. (1965) — Notes de minéralogie vosgienne (espèces minérales uranifères du Haut-Poirot). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 18, p. 111-115.
- BONHOMME M. (1958) — Contribution à l'étude d'une mine de manganèse dans la région de Gérardmer. Dipl. Inst. Phys. Globe, Strasbourg.
- CHERMETTE A. (1960) — Les ressources de la France en spath-fluor. *Mém. B.R.G.M.*, n° 1, 56 p., 16 fig.
- CHERMETTE A. (1968) — Le spath-fluor français en 1968 (suite). *Mines et Métall.*, 1969-11, n° 9, p. 279-281.
- DURAND G. (1958) — Contribution à l'étude du gîte de vanadinite d'Hérial (Vosges). *Sci. Terre*, 5, 1957, n° 1, p. 69-116, 1 pl. h.-t., 7 fig.
- FLUCK K.-P., WEIL R. et WIMMENAUER W. (1975) — Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes. *Mém. B.R.G.M.*, n° 87, 189 p., 1 carte h.-t.

- HOGARD H. (1841-45) — Esquisse géologique du Val-d'Ajol, département des Vosges. *Ann. Soc. Emul. Vosges*, Épinal, t. IV, 2, p. 351-392 ; t. V, 3, p. 661-732.
- JURAIN G. (1962) — Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'uranium-radium et du thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'uranium. *Sci. Terre*, n° 1, 352 p., 88 fig., 21 pl., 1 carte h-t.
- LONGCHAMBON L. et A. (1932) — Sur la vanadinite d'Hérival (Vosges). *C.R. Acad. Sci.*, 195, p. 1397.
- LOUGNON J. (1956) — Rapport général sur les gisements de manganèse en France (Vosges, p. 143-51). Symposium sur le manganèse, XX^e Congrès géol. intern., Mexico, V, p. 63-171.
- MEISTER L. (1958) — Contribution à l'étude d'une mine de manganèse dans la région de Gérardmer. Diplôme Inst. Phys. Globe, Strasbourg.
- MONNET A.-G. (vers 1770-1780) — Voyages minéralogiques dans les Vosges (Bussang). Manuscrit École Mines Paris.
- POTY B. (1963) — Sur l'origine du filon de quartz de Faymont (Vosges). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 4-2, 1963, p. 1324-1325.
- RICHARD M. (1909) — Histoire de Bussang (étude historique sur les mines ; p. 374, carte des emplacements approximatifs des vieux travaux). *Bull. Soc. phil. vosgienne*, Saint-Dié, XXXIV, p. 82-101.
- THIÉBAUT J., BULLE J., MORRE N. (1961) — Le gîte de fluorine de Rupt-sur-Moselle, dans les Vosges méridionales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 8, p. 225-227.
- VÉLAIN Ch. (1885) — Le Permien dans la région des Vosges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 30, 13, p. 563-564.
- WEIL R., SIAT A., MEISTER L., BONHOMME M. (1960) — Les espèces minérales du gisement de manganèse du Haut-Poirot, près de Gérardmer (Vosges). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 12 (1959), n° 2, p. 49-60, 1 fig., 1 pl. h-t.
- WEIL R., SAINFELD P (1962) — Présentation de la feuille «Vosges» de la carte des gîtes minéraux de la France à 1/320000. C.R. 86^e Congrès Soc. Sav., Montpellier, 1961, sect. Sci., p. 393-403, 1 fig.

Rapports B.R.G.M. inédits

- LOUGNON J. et ESCANDE J.-C. (1972) — Note sur l'indice polymétallique de Saulx (Pb, Zn, Cu, Fe, Mo), commune de Rupt-sur-Moselle (Vosges). Rapport 72 RME 020 FE, décembre 1972.
- LOUGNON J. et ESCANDE J.-C. (1973) — Étude du faisceau filonien de Faymont (barytine, fluorine et quartz), commune du Val-d'Ajol (Vosges). Rapport 73 RME 008 FE, avril 1973.
- LOUGNON J. et ESCANDE J.-C. (1974) — Résultats définitifs des travaux de reconnaissance du faisceau filonien de Faymont (barytine et fluorine), commune du Val-d'Ajol (Vosges). 74 RME 018 FE, mars 1974.
- LOUGNON J. (1974) — Livret-guide de l'excursion minéralogique 1974 de la Société française de Minéralogie et Cristallographie dans le massif des Vosges, 49 p., 1 carte h-t., sans n°.

Cartes géologiques de la France à 1/80000

Feuille *Épinal* :

1^{re} éd. (1892) par Ch. Vélain,

2^e éd. (1939), coordination par P. Fallot,

3^e éd. (1969) modifications partielles de la 2^e édition par G. Minoux, N. Desprez

et J. Perriaux.

Feuille *Lure* :

1^{re} éd. (1911) par Ch. Vélain et A. Michel-Lévy,

2^e éd. (1940) par Cousin et A. Michel-Lévy,

3^e éd. (1965) par N. Théobald.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Vosges* (1960), coordination par F. Permingeat.

Autres documents utilisés

Archives et documents inédits du BRGM, de l'Agence financière de Bassin Rhin-Meuse, du Centre d'études techniques de l'Est, de l'École nationale supérieure de géologie, du Service régional de l'aménagement des eaux de Lorraine ainsi que des Ministères de l'agriculture et de l'équipement. Annales de l'Institut de Physique du Globe (Strasbourg).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département des Vosges : au S.G.R. Lorraine, 1, rue du Parc de Brabois, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy ;
- pour le département de la Haute-Saône : au S.G.R. Franche-Comté, 22 chemin de Vareilles, 25000 Besançon ;
- ou encore au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Généralités et coordination : Pierre Louis VINCENT, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Cadre géomorphologique : Jean-Claude FLAGEOLLET, maître-assistant à l'université de Nancy I.

Formations cristallines et cristallophylliennes : Pierre Louis VINCENT, d'après les travaux de J. HAMEURT, professeur à l'université de Rennes, et J. MOUILLAC.

Formations primaires : Pierre Louis VINCENT et J. HOLLINGER, assistant à l'université de Mayence.

Formations secondaires : M. DURAND, assistant à l'université de Nancy I.

Formations superficielles : J.-C. FLAGEOLLET et P. L. VINCENT.

Hydrogéologie : Jacques RICOUR, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Gîtes métallifères : Jean-Marc LOUGNON, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Autres ressources minérales : P. L. VINCENT.

Séismicité : Jean VOGT, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Mouvements de terrain : J. VOGT et Jacques BONVALLET, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Génie civil : J. BONVALLET.